GEOLOGISCHE
UND
PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN
HERAUSGEGEBEN VON
E. KOKEN.

NEUE FOLGE BAND VI. (DER GANZEN REIHE BAND X.) HEFT 2.

ZUR GEOLOGIE VON SUMATRA.
BEOBACHTUNGEN UND STUDIEN.

VON

WILHELM VOLZ
AUS BRESLAU.

MIT 12 TAFELN 3 KARTEN UND 45 ABBILDUNGEN IM TEXT.



JENA,
VERLAG VON GUSTAV FISCHER.
1904.

Zur Geologie von Sumatra.
Beobachtungen und Studien.

Von

Wilhelm Volz aus Breslau.

Einleitung.

Nachdem ich bereits in den Jahren 1897/98 die Ostküste von Sumatra sowie die Battaklande in Central-Sumatra besucht hatte, schloss sich vom Herbst 1899 bis Frühjahr 1901 eine Reise durch Südost-Borneo, Java, sowie Süd- und West-Sumatra an. So war es mir möglich, gestützt auf die bereits vorhandene, ziemlich umfangreiche Literatur, ein einigermaassen umfassendes Bild der Ablagerungen vor allem Sumatras, sowie der hauptsächlichsten Züge in der recht complicirten Tektonik zu gewinnen.

Der Zweck der vorliegenden Arbeit ist es nicht, eine geologische Monographie zu geben — es soll keine absolute Vollständigkeit angestrebt werden, das möge später, nach Ausführung neuer umfangreicher Untersuchungen geschehen — sondern diejenigen Züge in der Stratigraphie und Tektonik Sumatras und z. Th. auch Javas festzulegen, die es mir möglich war, auf Grund meiner Untersuchungen sowie unter Berücksichtigung der vorhandenen Literatur mit einiger Sicherheit zu erkennen. Darum sehe ich von einer zusammenhängenden Darstellung der von mir bereisten Theile der Westküste Sumatras ab, die neuen Resultate werden in die Gesammterörterung verflochten; nur für das Ulu-Rawas-Gebiet in Süd-Sumatra ist dies nicht möglich, weil dies Gebiet de facto geologisch unbekannt[1]), für das tektonische Verständniss Sumatras hingegen von Belang ist.

Die vorhandene Literatur zur Geologie Sumatras ist ziemlich bedeutend und umfasst mehr als ein halbes Hundert grösserer und kleinerer Aufsätze. Ich verweise dieserhalb auf meine 1899

1) Bei der VERBEEK'schen Untersuchung wurde es nur längs der Strasse Muara-Rupit — Pulo Kida sowie des Urwaldweges Pulo Kida — Tandjong Agung bereist; richtig erkannt wurde nur das Auftreten alter Schiefer mit alten Massengesteinen. Alles Uebrige (Eocän, Neogen, Ergussgesteine) wurde kurzweg fälschlich als „Diluvium" eingetragen. Die von der Midden-Sumatra-Expeditie 1877—79 gegebene Darstellung deckt sich im Wesentlichen mit der VERBEEK'schen, nur wird das alte Massengestein hier richtiger zur Diabas-Gruppe gestellt (Midden-Sumatra, reizen en onderzoekingen der Sumatra-Expeditie beschreven door de leden der Expeditie onder toezicht van Prof. P. J. VETH. Leiden 1882. Bd. II. t. 6. pag. 145, 151).

gegebene Zusammenfassung[1]) und verzichte hier auf eine Aufführung derselben; Neues ist seitdem wenig hinzugekommen und wird gegebenen Ortes citirt werden.

Die Aufnahmen der holländischen Bergingenieure verfolgten praktische Zwecke, und danach ist der von diesen eingenommene Standpunkt zu beurtheilen. Seit dem Jahre 1883 ist nur eine umfangreichere Untersuchung[2]) in Sumatra durchgeführt worden, und ihr Leiter NEEB schliesst sich in seinen Formationsbenennungen ganz jenen von VERBEEK in seinem Standardwerke[3]) gebrauchten an. Diese VERBEEK'sche geologische Aufnahme der Padanger Lande ist weitaus das Werthvollste, was in Sumatra bisher geleistet ist. Die geologische Karte in 1:100000 habe ich, soweit meine Kenntniss an Ort und Stelle reicht, fast allenthalben zutreffend gefunden. Seine topographische Unterlage war ungenau und erst eigens für den Zweck als Uebersichtsaufnahme angefertigt, und nach der topograpischen Unterlage richtet sich natürlich die geologische Einzeichnung. Auf der neuen Karte verschieben sich also die geologischen Grenzen zusammen mit den topographischen; die VERBEEK'schen Beobachtungen sind richtig. Natürlich finden sich auch in ihnen Lücken, d. h. Gegenden, welche nicht speciell kartirt werden konnten und nach der kartirten Umgebung ausgefüllt wurden; und hier kommt es dann gelegentlich vor, dass Gebirgsglieder fehlen. Aber es wäre unbillig, daraus einen Vorwurf construiren zu wollen.

Die geologischen Uebersichtskarten in 1:500000 von Süd-Sumatra von VERBEEK[4]) und des nördlichen West-Sumatra von FENNEMA[5]) sind die Ergebnisse von Recognoscirungsreisen und demgemäss von weit geringerer Zuverlässigkeit; sie geben nur in grossen Zügen ein Bild von der geologischen Zusammensetzung der Gebiete, ohne viel ins Einzelne zu gehen. Dementsprechend sind vielfach Ergänzungen und Correcturen nöthig, so z. B. ist nach CARTHAUS[6]) der von FENNEMA als junger Vulkan eingezeichnete Kalabu thatsächlich aufgebaut aus alten basischen Massengesteinen (Diabas-Gruppe). Das geologische Bild des oberen Rokan- und Kampar-Gebietes ändert sich nach den neuesten Aufnahmen von NEEB[7]) sehr erheblich etc.

Die geologische Karte, welche NEEB neuerdings giebt, hat den Vortheil einer besseren topographischen Grundlage, als sie z. B. FENNEMA zur Verfügung stand. Leider ist der geologische Begleittext äusserst kurz und geht kaum über eine kurze Beschreibung der Karte hinaus. NEEB schliesst sich in seinen Formationsbezeichnungen vollständig an VERBEEK an[7]). Die Vorstellung, welche er in

---

1) VOLZ, Beiträge zur geologischen Kenntniss von Nord-Sumatra, in Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1899. pag. 1—61. Mit 5 Tafeln.

2) E. A. NEEB, Verslag omtrent het onderzoek naar tinertsafzettingen in een gedeelte van Midden-Sumatra, omvattende de landschappen V Kota, III Kota Kampar, IV Kota di Mudik, VII Kota Kampar di Ilir, Rokan Kiri IV Kota, Kunto, Ramba, Dalu-Dalu, Kapenuan en angrenzende streken, in Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië. XXXI. 1902. pag. 113—145.

3) R. D. M. VERBEEK, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatras westkust. Batavia 1883. 674 S.

4) R. D. M. VERBEEK, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra bevattende de residentien Bengkoelen, Palembang en de Lampongsche distrikten, in Jaarboek v. h. Mijnwezen. 1881. pag. 1—215.

5) R. FENNEMA, Topographische en geologische beschrijving van het noordelijk gedeelte van het gouvernement Sumatras westkust, in Jaarboek v. h. Mijnwezen. XVI. 1887. Wetenschappelijk gedeelte. pag. 129—252.

6) E. CARTHAUS, Ueber Goldlägerstätten in Niederländisch-Indien nebst Beobachtungen über den Aufbau des Gebirges im Flussgebiet des oberen Gadis (Sumatra), briefl. Mittheil. in Tijdschrift van het Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. 2. Serie. XXI. 1902. pag. 581 f.

7) So bezeichnet er die malaiische Formation (alte Schiefer- und Quarzit-Formation) als silurisch oder devonisch. Diese Bestimmung hatte vor 20 Jahren, als Cambrium und Präcambrium noch nicht abgetrennt waren, ihre Berechtigung, jetzt nicht mehr. Ebenso nennt er die Ober-Carbonkalke, wie übrigens auch CARTHAUS, noch „Kohlenkalk“.

den beigegebenen Profilen vom geologischen Aufbau des Gebietes giebt, ist in ihrem Schematismus — alles Sedimentgebirge, alte Schiefer, wie Tertiär liegen einem Granitmassiv auf, welches nach der Darstellung älter sein muss als die Schiefer — unannehmbar. Die Lagerungsverhältnisse der alten Schiefer kommen nicht zum Ausdruck; es ist eine Darstellung nur der Lagerung des Tertiärs. Dagegen giebt sie eine werthvolle Vervollständigung des geologischen Bildes der Verbreitung der Formationsglieder.

Eine geologische Uebersichtsskizze in 1:400000 von dem an die Padanger Hochlande südlich anschliessenden Stück der Westküste bis zum Korintji-Vulkan giebt die 1877—79 durchgeführte Midden-Sumatra-Expeditie[1]). Da kein Geologe diese Expedition begleitete, gründet sich die Karte im Wesentlichen auf die mitgebrachten Handstücke.

So ist unsere Kenntniss der geologischen Verhältnisse Sumatras immerhin recht erheblich, wenn auch grosse Strecken geologisch ganz unbekannt und z. Th. auch geographisch kaum erforscht sind. Das ist vor allem Atjeh, die Alas- und Gajo-Länder, das gesammte Battak-Gebiet mit Ausnahme des Toba-Sees und seiner nördlichen und südlichen Fortsetzungen, welche durch Wing Easton und den Verfasser untersucht wurden, sowie das centrale Mittel-Sumatra vom Toba-See bis Djambi. Ebenso fehlt in unserer Kenntniss ein nicht unbedeutendes Stück der Westküste, nämlich das Gebiet von Korintji, sowie die südlich anschliessenden Gegenden bis annähernd zum Kaba; obwohl dieselben auf der Verbeek'schen Karte von Süd-Sumatra eingetragen sind, ist doch die Kenntniss thatsächlich so gering, dass es z. B. nicht feststeht, ob die Berge Tjundung, Seblat und Ipu Vulkane sind oder nicht. Auch die Ostküste ist geologisch so gut wie unbekannt.

Unsere geologische Kenntniss von Java hingegen ist durch die schöne Monographie von Verbeek und Fennema[2]) zu einem erfreulichen hohen Stande gediehen, wenn auch unsere Kenntniss der Tektonik auch hier noch Förderungen erfahren wird.

Es steckt in allen diesen Arbeiten eine ungeheure Summe von Arbeit, und mit Genugthuung und Dankbarkeit, vor allem gegen den Altmeister R. D. M. Verbeek, können wir also constatiren, dass unsere Kenntniss der geographischen Verbreitung der einzelnen Formationen recht befriedigend ist. Dagegen ist die Tektonik bisher nur sehr wenig berücksichtigt. Die Hauptwerke sind etwa vor 2 Jahrzehnten bereits abgeschlossen, und so ist es nicht zu verwundern, dass sie auf die Lagerungsverhältnisse der Gebirgsglieder wenig Bezug nehmen und die Tektonik nur gelegentlich berühren. Nur Wing Easton[3]) beschäftigt sich in seinen neueren Arbeiten über die Toba-Lande eingehender mit der Tektonik dieses interessanten Gebietes.

Vor allen Dingen bleibt das Verhältniss der jungen Vulkane zum Bau der Inseln in den älteren Werken, wie auch in der neuen Beschreibung von Java und Madura ziemlich unaufgeklärt. Verbeek und seine Mitarbeiter begnügen sich mit der Construction einer grossen, von zahlreichen Querspalten gekreuzten Längsspalte, auf der die Vulkane stehen sollen; aber diese Spalten bleiben hypothetisch, und der Versuch, sie auch im Felde nachzuweisen, ist nicht gemacht. Diese letztere Aufgabe lag allerdings ausserhalb der Ziele der geologischen Aufnahme. So kommt denn auch E. Suess[4]) in seinem „Antlitz der Erde“ über einige allgemeine Worte über Java und speciell Sumatra nicht hinaus.

1) Midden-Sumatra l. c. Bd. II. pag. 138 ff. t. 6.

2) Verbeek et Fennema, Description géologique de Java et Madoura. 2 Bde. mit Atlas. Amsterdam 1896. (Ich citire die von mir benutzte französische Ausgabe.)

3) Wing Easton, Eenige nadere opmerkingen aangaaende de geologie van het Toba-Meer en omgeving (Jaarboek v. h. Mijnwezen. 1895 Wetensch. gedeelte pag. 149).

4) E. Suess, Das Antlitz der Erde. I. pag. 585; III. 1. pag. 295.

Ich habe es mir zur Aufgabe gesetzt, diese Lücke, gestützt auch auf eigene Beobachtungen, nach Möglichkeit auszufüllen. Die Aufgabe ist schwierig, aber um so dankbarer, als die Lage der Inseln als der äußersten vorgeschobenen Glieder der ostasiatischen Gebirgswelt sehr interessant ist.

Wenn ich hierbei von Süd-Sumatra, vor allem auch der Besprechung des Tertiärs von Süd-Sumatra meist absehe, so hat das seinen Grund darin, dass dasselbe in den letzten Jahren bei Gelegenheit der Untersuchung des Petroleums von zahlreichen Geologen durchforscht ist, die Resultate mit wenigen Ausnahmen [1]) aber noch ausstehen.

Die kartographischen Grundlagen für eine geologische Aufnahme sind für West-Sumatra, sowie für Java ausgezeichnet, für die meisten übrigen Gebiete fehlen genauere kartographische Grundlagen fast vollständig.

Für Java und West-Sumatra sind vom topographischen Bureau in Batavia Messtischblätter im Maassstabe von 1:20000 ausgegeben worden. Abgesehen hiervon liegen für West-Sumatra auch noch Reductionen dieser Blätter im Maassstabe von 1:40000 und 1:80000 vor.

Die Aufnahmen umfassen den grössten Theil der Residenzschaften Padangsche Bovenlande und Benedenlande. Für Benutzung dieser Karten ist natürlich ein anderer Maassstab zu Grunde zu legen, als wir für die europäischen Landesaufnahmen gewöhnt sind. Wenn auch die Messtischblätter etwa im selben Maassstabe gehalten sind wie die deutschen oder österreichischen Messtischblätter, so kann man doch von ihnen nicht die Genauigkeit fordern oder erwarten, die wir in unseren Verhältnissen erreicht sehen. Die Schwierigkeit der Aufnahme ist eine ungleich grössere, die Zeit, die zur Aufnahme der Blätter verwendet ist, eine sehr kurze. Es kann also nur der Zweck der Blätter sein, eine detaillirte Vorstellung vom Gelände zu geben, nicht aber die kleinsten Details mit absoluter Genauigkeit festzulegen. Die Blätter umfassen fast ausschliesslich hügeliges und gebirgiges Terrain, das zu sehr grossem Theile noch mit jungfräulichem Urwald bedeckt ist. Wer derartigen Wald aus eigener Anschauung kennt, wird ohne weiteres zugeben, dass es beinahe eine Unmöglichkeit ist, ohne enormen Zeitaufwand, eine wirklich genaue Karte zu geben; der grosse Mangel an guten Wegen, die ausserordentlich geringe Zahl selbst kleiner Fusssteige, sowie die undurchdringliche Dichtigkeit des Urwaldes, der fast nie einen Ausblick aus dem Blätterdache heraus gestattet, sind der Grund hierfür. Mehrfach ist es mir passirt, dass ich auf hohen Bergkämmen stand, völlig unbekanntes Land vor mir hatte, und doch absolut keine Möglichkeit vorhanden war, auch nur den geringsten Blick aus dem umgebenden Dickicht herauszuthun.

Das sind die Momente, die für die Beurtheilung der Karten maassgebend sind. Diese werden also in dichter bevölkerten und besser erschlossenen Gebieten ein genaues Bild, in unbewohnten und in Folge dessen unerschlossenen Gegenden aber immerhin ein genügendes Bild der Gesammtfiguration des Landes geben, und wenn natürlich auch in diesen letztgenannten Gebieten manche Ungenauigkeit unterläuft, so wäre es doch unrecht, auch nur den leisesten Tadel erheben zu wollen. Im Gegentheil muss jeden das Resultat der unter so schwierigen Verhältnissen zu Stande gekommenen Blätter mit Befriedigung und Bewunderung erfüllen.

Das Gleiche gilt für geologische Aufnahmen; hier wird aber die Schwierigkeit noch erhöht durch die ausserordentlich tiefgründige Zersetzung der Gesteine.

Die natürlichen Wege im Urwald sind die Bäche, da sie die freieste Gangbarkeit gewähren.

---

1) Schmidt, Observations géologiques à Sumatra et à Borneo. Bull. Soc. géol. de France. Sér. 4. Tome I. 1901. pag. 260.

Für den Geologen sind sie doppelt wichtig, da man im Urwald Aufschlüsse eigentlich nur in den Flussläufen findet. Die Kunststrassen kommen wegen ihrer immerhin geringen Zahl weniger in Betracht. Grossentheils aber geben diese Aufschlüsse nur Auskunft über die Gesteinsbeschaffenheit, seltener bei der starken Zersetzung auch über die Lagerungsverhältnisse. So bin ich einmal im Innern Südost-Borneos 10 Tage im urwaldbedeckten Tertiär gewandert, ehe ich die Möglichkeit fand, Fallen und Streichen zu bestimmen.

Ich glaubte, auf diese unter unseren Breiten unbekannten Schwierigkeiten der Aufnahme noch ausdrücklich hinweisen zu müssen, um den gerechten Maassstab für die Beurtheilung des bisher Geleisteten zu geben.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle allen jenen, welche mir in Niederländisch-Indien wie hier ihre Unterstützung gewährt, meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Derselbe gebührt vor allem den Beamten der Civil-Verwaltung von Niederländisch-Indien, welche mit wenigen Ausnahmen mir stets in vollstem Maasse ihr Entgegenkommen bewiesen, besonders dem Gouverneur der Westküste Sumatras Herrn M. A. Joekes, dem Residenten von Palembang Herrn Monod, dem Assistent-Residenten von Tanah datar Herrn de Rooy in Fort van der Capellen, den Herren Controleurs Pieter in Kota Baru auf Pulo Laut (Südost-Borneo), Kempers in Suru Langun, Veenstra in Kepahiang, Ris in Palembajan, van der Plass in Manindjau und Raders in Lubuk Begalong, ausserdem Herrn Janssen in Amsterdam, Herrn Administrateur Bernhold in Tandjong (Südost-Borneo), Herrn A. H. van Lessen in Sawah Lunto, sowie Herrn Prof. Dr. Frech und Herrn Prof. Dr. Milch, welch letzterer die Liebenswürdigkeit hatte, die von mir gesammelten Gesteinsproben einer petrographischen Untersuchung zu unterziehen. Ihnen allen sage ich meinen herzlichsten Dank.

I. Das alte Schiefergebirge.

A. Das Archaikum.

Eine mächtige Serie alter Schiefergesteine bildet die Grundlage der Insel Sumatra. Es sind petrographisch besonders Thonschiefer und Quarzite; auch schiefrige Grauwacken treten mehrfach auf, dagegen spielen Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer eine sehr untergeordnete Rolle; Mergelschiefer sowie Kieselschiefer sind kaum beobachtet. An der Basis des Complexes sind mehrfach [z. B. bei Sibelabu[1]), bei Lubu Sikaping[2]) etc., am Nord-Toba-See[3]) etc.] Gneisse und Glimmerschiefer beobachtet.

Es lässt sich annehmen, dass diese Urgesteine unter den alten Schiefern weit verbreitet sind, aber wegen der Mächtigkeit der letzteren nur selten freigelegt wurden. Allenthalben, wo sie nachgewiesen wurden, sind sie nur in geringer Ausdehnung beobachtet worden, so dass sich meist über ihr Verhalten zu den auflagernden Schiefern nichts Näheres feststellen liess. So haben sie denn auch weder Verbeek noch Fennema kartographisch ausgeschieden. Auch für unsere Zwecke genügt es, das ge-

1) Verbeek, Westkust, a. a. O. pag. 169.
2) Fennema, a. a. O. pag. 165 u. a.
3) Volz, a. a. O. pag. 52.

legentliche Vorkommen dieser Gesteine erwähnt zu haben. Es wird eine Aufgabe für künftige Untersuchungen bilden, festzustellen, in welchem Verhältniss diese Urgesteine zu den Schiefern stehen, ob beide eine continuirliche Reihe bilden, oder ob eine Discordanz, sei es auch nur eine Erosionsdiscordanz. sich zwischen beiden befindet. Die Entscheidung dieser Frage wird für die Beurtheilung des Schiefercomplexes von Werth sein.

B. Die malaiische Formation.

Es erscheint im Interesse der Deutlichkeit praktisch, den von Verbeek als „oude lei-formatie" beschriebenen Schiefercomplex unter einem eindeutigen Namen zusammenzufassen, nachdem in Borneo eine ganze Reihe von Schieferformationen nachgewiesen sind; diese einwandsfreie Benennung mit einem Localnamen empfiehlt sich um so mehr, als die genaue Altersbestimmung dieser Serie nicht möglich ist. Bei der hervorragenden Rolle, welche der Complex für die Tektonik der malaiischen Inselwelt spielt, liegt die Bezeichnung als **malaiische Formation** am nächsten.

Es sind petrographisch vor allem Thonschiefer und feinkörnige sowie conglomeratische Quarzite, auch schiefrige Grauwacken treten mehrfach auf; dagegen spielen Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer eine sehr untergeordnete Rolle; Mergelschiefer sowie Kieselschiefer sind sehr selten.

1. Verbreitung der malaiischen Formation.

Im Folgenden mögen kurz die hauptsächlichsten Schiefergebiete aufgeführt werden.

Das Lisung-Gebirge auf der Grenze zum unabhängigen Gebiet hat eine Höhe von etwa 1000 bis 1200 m und besteht im Wesentlichen aus vermuthlich sehr alten Thonschiefern und Quarziten mit vielen Quarzgängen. Sie streichen im Wesentlichen NW—SO und fallen sehr steil (65—80°) nach Westen ein. Local finden sich Abweichungen z. B. am Ungan-Fluss eine O—W streichende Synclinale. Das Gebirge steigt von der Granitgrenze ab sehr steil an. Es ist mit dichtem Urwald bedeckt, in dem hier und dort senkrechte Wände zum Vorschein kommen. Wir haben es hier an der Granitgrenze vermuthlich mit einer Verwerfung zu thun.

Am Kuantan-Durchbruch treten Thonschiefer auf, die N 60 W streichen und fast saiger stehen.

Weiter südlich bei Tandjong-Lolo streichen dunkle Thonschiefer N 30 W zu S 30 O und fallen flach mit 10° nach Osten ein.

Zwischen Pajakomboh und dem Kampar sind an mehreren Stellen in den tief eingeschnittenen Flussthälern Schiefer entblösst, so dass also hier Schiefer die Grundlage des Eocäns bilden. Diese Schiefer, meist Thon- und Kieselschiefer, streichen NW—SO und sind zumeist sehr steil gestellt.

Vom Lisung-Gebirge dehnt sich der Schiefer an der Grenze der V Kotta nach N aus. Es sind meist dieselben Gesteine, wie auch im Lisung-Gebirge; dazu treten Glimmerschiefer auf. Ihr Hauptstreichen ist NW—SO. Das Profil am Mahi-Fluss und Tandjong Pauh wird unten näher besprochen. Hier ist das Streichen W 20 N—O 20 S und das Einfallen beim Batu Merapi südlich von Tandjong Pauh 80° S, nördlich desselben Punktes 60° N. Weiter südlich am Marang-Fluss ist das Streichen mit N 20 W—S 20 O, das Einfallen mit 27° O beobachtet.

Das nördlich anschliessende, niedrige Suligi-Gebirge (Gunung Suligi 536 m) besteht zumeist aus harten, feinen Quarziten; auch metamorphe Hornfelse treten hier auf. Streichen NW—NNW, Einfallen NO.

Die Suligi-Ketten setzen sich in gleicher petrographischer Beschaffenheit nach NW hin über den Rokan kiri fort. Quarzitschiefer, Muscovit- und Kalkglimmerschiefer mit einem Streichen von O 20—35° S und steilem nördlichen Einfallen sind hier am Sungei Pakis aufgeschlossen [1]).

Im Osten des Thales von Bua treten in langer Zone jüngere Thonschiefer auf ohne Quarzgänge. Sie sind jünger als die Quarzite des Lisung-Gebirges und hängen vermuthlich unterhalb des Thales von Bua mit den Schiefern des Marapalam zusammen. Ihr Streichen ist meist NW—SO, das Einfallen steil NO und schwankt zwischen 35—75°. Aufgesetzt sind diesem Schiefer die Carbonkalke des Ngalau-Saribu-Gebirges.

Die Schiefer des Marapalam setzen sich in langer Zone nach NW fort, gehen zwischen dem Sago und Merapi hindurch bis zum Si Rabungan; dieser lange Rücken besteht im Wesentlichen aus Thonschiefern, die NW—SO streichen und ziemlich steil mit 40—65° nach NO einfallen. Diese Schiefer der jüngeren Abtheilung der malaiischen Formation sind am Bukit-Gadang von mächtigen Quarziten unterlagert.

Ein ausgedehntes Schiefergebiet beginnt östlich von Solok, streckt sich weit nach SO und geht durch die VII und XII Kotta bis zum Sangier-Fluss. Es wird, wie es scheint, allenthalben durch Granit, der an zahlreichen Stellen vor allen Dingen in tiefen Flusseinschnitten zu Tage tritt, unterlagert. Es besteht hauptsächlich aus Thonschiefer, dem gelegentlich Quarzite, sowie feine, ziemlich krystalline Sandsteine und Conglomerate eingeschaltet sind. Das Gebirge erreicht recht beträchtliche Höhen, bis zu 1200 m und darüber. Das Streichen wurde am Ajer Betumbuk mit N 55 W—S 55 O beobachtet; das Einfallen war 24° nach SW. Der Schiefer setzt sich weiter südlich in erheblicher Ausdehnung fort. Im Gelände Silaga-Sibelabu wird folgendes Profil beobachtet:

3) Thonschiefer mit gelegentlichen Graphitlinsen,
2) Sandsteine und zum Theil körnige Quarzite sowie Grauwacke,
1) Gneiss.

Bei Silaga treten Thonschiefer zum Theil contactmetamorph verändert auf.

Im Barisan-Gebirge kommt westlich des Singkarak-Sees mehrfach Schiefer zu Tage, im Fluss Limau manis Quarzit, am grossen Wege von Padang graphithaltender Kieselschiefer, bei Djambak Thonschiefer, bei Paningahan Chloritschiefer, Talkschiefer, Mergelschiefer, am Melalo-Flusse Quarzit überlagert von Thonschiefer, sowie sehr zahlreich, am Anei-Flusse, bei Ambatjang etc. Thonschiefer. Diese Schiefergesteine setzen sich nach NW zum Manindjau-See fort und sind hier an zahlreichen Stellen aufgeschlossen. Zu erwähnen sind vor allen Dingen Chloritschiefer mit Nestern von Serpentin etwas südlich von Si Pisang (NNW streichend mit nordöstlichem Falle) sowie westlich von Palembajan bei Pintu Anggin. Einige kleine Schiefervorkommen befinden sich dicht am Meeresstrande nördlich von Tiku.

Nördlich des Si Rabungan begleitet den Pasaman und Talu im Osten ein schmaler Schieferstreifen mit aufgesetzten Carbonkalk-Gräten. Es sind dickbankige Thonschiefer N 19 W—S 19 O streichend, mit 80° nach SW einfallend. Oberhalb Melampa treten hier Quarzite und Grauwacken auf, auf der Wasserscheide zum Sumpur Glimmerschiefer, im Sumpur-Thale selbst gneissartige Gesteine. Jenseits des Talu setzen sich die Schiefer gegen Ajer bangis fort, und zwar scheint dieses Gebiet wesentlich aus weichem Thonschiefer mit eingesprengten Graphitschnüren zu bestehen.

---

1) E. A. Neeb, Verslag omtrent het onderzoek naar tinerts-afzettingen in een gedeelte van Midden-Sumatra etc. Jaarboek van het Mijnwezen. XXXI. 1902. pag. 138. Mit Karte.



Im Osten des Malintang und Sòrik Berapi scheint sich dies Schieferterrain fortzuerstrecken. Es sind meist dunkle, weiche Thonschiefer, gelegentlich auch harte Schiefer und eingelagerte Quarzitbänke mit zahlreichen Quarzadern. Bei Muara Sipongi am Batang Gadis wurde das Streichen in Kieselschiefer mit O 22 N—W 22 S, das Einfallen mit 81° SO bestimmt; weiterhin das Streichen mit O 23 S bei saigerer Schichtstellung.

Die Schiefer nordöstlich von Rau Rau Bukit sind fast nur Glimmerschiefer mit eingelagerten Bänken eines weissen Kalkes. Das Streichen ist O 29 N—W 29 S bei saigerem Einfallen. Diese Schiefer grenzen östlich direct an Granit.

Augenscheinlich im unmittelbaren Zusammenhang mit diesen Gesteinen, überdeckt von den vulkanischen Producten des Sorik Berapi und Sikaduduk, steht ein grosses Schiefergebiet, das sich bei Natal und annähernd bis Padang Sidempuan ausdehnt. Die Höhen, welche die Schiefergebiete erreichen, sind recht beträchtlich (Sidoadoa 1460 m). Die Gesteine sind hauptsächlich Thonschiefer mit zahlreichen Quarzadern, doch werden auch Quarzite sowie Glimmerschiefer erwähnt. An der Westseite des Gebietes treten gneissartige Gesteine zu Tage: das Streichen ist W 19 N—O 19 S, das Einfallen 68° nach SW. In der Verlängerung dieses Terrains nach Padang Sidempuan hin, westlich des Ankola-Thales, treten Glimmerschiefer, weiterhin Thonschiefer und Quarzite auf. Dieselben Gesteine finden sich weiter nördlich bei Padang-Sidempuan und Siboga.

Oestlich des Ankola-Thales auf der Grenze gegen Padang Lawas besteht das Gebirge fast ausschliesslich aus weichem Thonschiefer mit wenig Quarzadern.

2. Gliederung.

Wie es scheint, gliedert sich der Gesammtcomplex in zwei Abtheilungen, eine untere quarzitische und eine obere schieferige Abtheilung. Diese Schichtenfolge ist z. B. bei Silaga-Sibelabu erschlossen [1]); es folgen hier:

3) Thonschiefer, gelegentlich Graphit führend;
2) Sandsteine, zum Theil quarzitisch;
1) Gneiss.

Hiermit stimmt ein Profil überein, welches FENNEMA [2]) zwischen Lubu Sikaping und dem Pasaman beschreibt:

Gewöhnliche Thonschiefer und Griffelschiefer;
Quarzit, helle und dunkle Lagen abwechselnd, Pyrit führend, die dunklere mit Chlorit- und Glimmerplättchen;
Glimmerschiefer auf der Hauptwasserscheide;
Gneiss [3]).

Das Streichen ist auf der Wasserscheide bei Panti N 19 W—S 19 O, das Einfallen 80° nach SW. Leider ist aus diesem Profile die Mächtigkeit nicht ohne weiteres zu entnehmen; jedenfalls aber ist sie hier sehr bedentend.

Ein ähnliches Profil, doch ohne die Urgesteine, konnte ich am Rücken zwischen Merapi und

1) VERBEEK, a. a. O. pag. 169 u. FENNEMA, Jaarboek v. h. Mijnw. 1876. Deel I. pag. 39 f., 47 f. Karte No. I.
2) FENNEMA, l. c. pag. 165.
3) „Een bijna kristallijn gesteente, dat door inliggende lappen van een chlorietachtig mineral gneiss-structuur verkrijgt."

Sago beobachten. Dieses Profil, das wohl eines der vollständigsten ist, zeigt von oben nach unten folgende Schichtenglieder:

4) Riffkalk des Ober-Carbon;

3) bräunliche Mergelschiefer und Kalkschiefer mit Kalkbänkchen } Singkarak-Schichten: unteres Obercarbon;

2f) graubraune, mürbe Thonschiefer;
2e) feinkörnige Grauwacken mit Diabas-Gängen;
2d) graue, bröckelige Thonschiefer;
2c) graue, eisenschüssige, weiche Schieferthone;
2b) harte, schwarze Thonschiefer;
2a) braune Thonschiefer;
} obere Abtheilung der malaiischen Formation

1) mächtige, conglomeratische und feinkörnige, graue, pyritführende Quarzite: } untere Abteilung der malaiischen Formation.

Die Quarzite bilden die aus dem östlichen Theile des Merapi-Mantels aufragenden Hügel des Bukit Gadang, Bukit Sello, Bukit Sangkalang.

Verbeek führt diese ganze Hügelreihe als Granit auf; thatsächlich besteht nur der Bukit Tangan, der südöstliche und kleinste der Hügel, aus Granit, während dieses Gestein bei den oben genannten Hügeln nur ganz untergeordnet auftritt; denn obwohl ich alle Hügel mehrfach begangen habe, konnte ich doch Granit nur in Flussgeröllen nachweisen. Aber der Quarzit ist so grobkörnig und dick gebankt, so reich an oft fein vertheiltem Pyrit, und macht in Folge dessen so sehr den Eindruck eines Massengesteins, dass die Verwechselung im Felde wohl erklärlich ist.

Eingelagert sind Bänke von gelbbraunen, harten Schieferthonen.

3. Mächtigkeit.

Die Schiefergesteine der malaiischen Formation, welche am SO-Abhange des Bukit Sangkalang direct auf die Quarzite folgen, setzen den Höhenzug zwischen Merapi und Sago zusammen; ihr petrographischer Charakter wechselt ausserordentlich schnell. Am S-Fusse des Bukit Batu Kapur konnte ich eine Synclinale constatiren, so dass wir hier die annähernde Mächtigkeit der malaiischen Formation bestimmen können.

Das Profil erstreckt sich in gerader Linie auf reichlich 7 km; das Einfallen der Schichten ist meist etwa 50°, doch wechselt es zwischen 40 und 65°; da wir am SO-Abhange des Bukit Sangkalang die obere Grenze der Quarzite haben, so ist die Mächtigkeit der oberen Schiefer-Abtheilung der malaiischen Formation etwa 2800 m, diejenige der unteren Quarzite mindestens [1] 1700 m, so dass also die Gesammtmächtigkeit der malaiischen Formation hier mindestens 4500 m beträgt.

Diese Angabe stimmt recht wohl mit jener Verbeek's überein, welcher die Mächtigkeit der malaiischen Formation am Unterlauf des Mahi-Flusses auf mindestens 3500 m berechnet, aber hinzufügt, dass dieselbe an anderen Stellen wahrscheinlich noch wesentlich grösser wäre [2].

---

1) Es ist sehr unwahrscheinlich, dass am W-Rand des Bukit Gadang bereits die untere Grenze der Formation erreicht ist.

2) Verbeek, l. c. pag. 611.

4. Tektonik des alten Schiefergebirges.

a) Der Padanger Bogen.

Die Synclinale von Mahi. Der oben genannten Eintheilung in eine obere Thonschiefer- und eine untere Quarzit-Abtheilung scheint das Profil am Mahi-Flusse allerdings nicht zu entsprechen, indem die Thonschiefer von Tandjong Pauh unter den Quarziten zu liegen scheinen [1]).

Die Lagerungsverhältnisse sind hier so, dass am Batu Merapi harte Schiefer, Quarzite etc. mit O 22 S streichend und 80° nach S einfallend anstehen, 4 km oberhalb der Mündung des Mahi ähnliche kieselige Gesteine mit O 22 S, also fast demselben Streichen und 60° Fall nach N auftreten, während dazwischen bei Tandjong Pauh weiche Thonschiefer liegen. Fasst man mit Verbeek entsprechend den Verhältnissen einfacher Faltung die Lagerung als steilen Sattel auf, so würde allerdings der Thonschiefer, dessen Mächtigkeit ca. 1500 m beträgt, unter dem 2000 m mächtigen Quarzit liegen. Das ist aber ziemlich unwahrscheinlich schon durch den Vergleich mit den anderen Profilen, zumal dem einfachen Bukit Gadang-Profil. Es wird aber zu erwägen sein, ob nicht die Lagerungsverhältnisse anders zu deuten sind: nicht als Sattel, sondern als Mulde einer auf dem Kopf stehenden Fächerfalte; bei der ausserordentlichen Steilheit würde diese Auffassung keine Schwierigkeiten bieten. Die Anticlinalen wären dann weiter nördlich und südlich zu suchen.

Suliki-Kette. Damit steht die Thatsache wohl im Einklang, dass das Suliki-Gebirge zum grössten Theil aus harten, feinen Quarziten besteht: es würde also den anderen Schenkel der Anticlinale darstellen; für diese Auffassung spricht die Lagerung der Quarzite. Streichen NW—NNW, Fall nach NO.

Lisung-Kette. Weiterhin haben wir eine Anticlinale im S, deren anderer Schenkel vom Lisung-Gebirge gebildet wird; dasselbe besteht nach Verbeek und Fennema aus Quarziten und Thonschiefern [2]), welche im Allgemeinen NW streichen und steil SW einfallen, und mit ihm stimmt nach dem Gesteinscharakter das Suliki-Gebirge im Wesentlichen überein [3]).

Gegen den im W anschliessenden Granit schneidet das Lisung-Gebirge augenscheinlich durch einen Bruch ab; hierfür spricht, abgesehen von dem Umstand, dass der Schiefer gegen den Granit einschiesst, die Thatsache, dass das Gebirge in zahlreichen senkrechten Wänden steil vom Granit zum Gebirgskamme ansteigt. Während die Höhe des Granitmassives in seinem nördlichen Theile dem Schieferkamme gleich kommt (1000—1100 m), sinkt sie in seinem südlichen Theile bis etwa 500 m unter die Schieferhöhe. Der Bruchspalte entspricht das Thal des dem Ombilien-Flusse nach S zuströmenden Sumpur.

Graben von Bua. Das 3—4 km breite Thal von Bua ist augenscheinlich ein tektonischer Graben, und zwar muss sein Alter präcarbon sein, da sowohl am Sumpur- wie am Kuantan-Durchbruch Carbonkalk direkt dem Granit aufsitzt, der Granit also bereits im Obercarbon blossgelegt gewesen sein muss. Im Graben versunken ist das (?antiklinale, also SW einfallende) Verbindungsstück der beiden Bua- und Marapalam-Schieferketten. Später drang hier das tertiäre Meer ein und setzte seine Sedimente im Graben ab, welche dann ihrerseits wieder später (gegen Anfang des Diluviums) dislocirt wurden, und zwar vermuthlich durch Rutschung in den nachsackenden Graben (vergl. unten).

1) Verbeek, l. c. pag. 608 f.
2) Verbeek, l. c. pag. 155.
3) Verbeek, l. c. pag. 609.

Bua-Kette. Auf der Westseite des Sumpur-Granitmassives schliesst sich das oben beschriebene Schieferprofil von Bukit Gadang an; die Schiefer erstrecken sich über den Marapalam hin und verschwinden unter dem Thal von Bua, um in gleichem Fallen und Streichen auf der Ostseite dieses Thales wieder zum Vorschein zu kommen und, gekrönt vom obercarbonen Ngalau Saribu-Gebirge mit nordöstlichem Einfallen an den Sumpur-Granit zu grenzen.

Die Schieferzone östlich des Thales von Bua scheint sich dann nach SO weiter in das Stromgebiet des Batang Hari fortzusetzen und die östliche Schieferhülle des grossen Granitmassives bei Sidjundjung zu bilden, während die Fortsetzung der Lisung-Gebirgskette noch weiter östlich im unbekannten unabhängigen Gebiet zu suchen ist.

Marapalam-Kette. Im W des Thales von Bua erstreckt sich eine Schieferkette über den Marapalam und Bukit Batu Kapur bis an den Vulkan Si Rabungan; ihr gehören die Quarzite des Bukit Gadang an.

Im Westen ist sie, wenigstens in ihrem nördlichen Theile bis etwa Fort van der Capellen durch einen jungen (jungdiluvialen) Bruch abgeschnitten.

Singkarak-Kette. An diesem Bruch ist eine westlich gelegene Kette, die Singkarak-Kette versunken, die wir weiter südlich im Bukit Pandjang (nördlich des Singkarak-Sees) sowie den den Singkarak-See östlich begleitenden Gebirgen in ihrem von Carbon bedeckten Granitkern erhalten sehen. Weiterhin, jenseits Solok erscheint auch der weiter im N teils versunkene, theils abradirte Schiefermantel wieder.

Barisan-Kette. Eine weitere Schieferzone, die Barisan-Kette, welche die Reste einer grossen Synclinale darzustellen scheint (die sie mit der Marapalam-Kette verbindende Anticlinale ist versunken), liegt weiter westlich und streicht etwas westlich des Singkarak-Sees und östlich des Manindjau-Sees. Sie ist nur noch in einer grossen Anzahl von grösseren und kleineren Schieferfetzen erhalten. An beiden Rändern (Sungei Limau Manis und Sungei Melalo am Singkarak-See) treten Quarzite, also wohl die untere Abtheilung der malaiischen Formation auf, in der Mitte hauptsächlich Thonschiefer. Charakteristisch ist, dass hier in dieser Zone mehrfach Chlorit- und Talkschiefer vorkommen, so bei Paningahan, Pintu Anggin bei Palembajan und südlich von Si Pisang. Im Westen schneidet auch diese Zone in jungen Brüchen gegen die Küste ab.

Im Süden des Talang-Vulkanes vereinigt sich diese Kette mit den vorhergenannten Ketten zu einem ausgedehnten, leider noch sehr wenig erforschten Schiefergebiet, welches fast das ganze Quellgebiet des Stromsystemes des Batang Hari einnimmt.

b) Der Tapanuli-Bogen.

Penjabungan-Kette. Für die Betrachtung der nördlichen Fortsetzung dieser Ketten müssen wir ausgehen von dem oben besprochenen Profil bei Lubu Sikaping. Hier folgte auf Urgestein die untere Abteilung der malaiischen Formation mit fast N—S-Streichen und westlichem Einfallen. Wir können diese Kette weiter in dem fast N—S gerichteten schmalen (mittlere Breite 5 km) Schieferstreifen 40 km weit bis zum Kalabu verfolgen; seine Fortsetzung findet sich in der SO—NW gerichteten Kette Rau-Penjabungan. Hier beschreibt Fennema aus dem Pohon-Thale die gleichen alten Gesteine. Die Gesteine setzen nun auf die linke Seite des Ankola-Flusses über und reichen in NNW-Richtung bis in die Gegend von Padang Sidempuan. Diese Zone, die im Ganzen etwa

NW—SO streicht und im S in N—S-Richtung umbiegt, bildet den westlich einfallenden Schenkel einer grossen Anticlinale. Sie findet ihren Anschluss an die Marapalam-Kette, von der sie nur durch den Vulkan Si Rabungan getrennt ist. Die Quarzite von Lubu Sikaping scheinen mit jenen des Bukit Gadang völlig übereinzustimmen. Auf seiner Ostseite wird diese Kette durch einen langen Bruch (Gadis-Ankola-Bruch) abgeschnitten und grenzt hier fast stets an Granit.

Auch östlich des Oberlaufes des Rokan kiri streichen die Schieferketten in annähernd N—S-Richtung, wie die Untersuchungen von NEEB[1]) gezeigt haben. Quarzite und Thonschiefer, deren Streichen von NO—SW bis N—S variirt, setzen einen Theil des Grenzgebirges zwischen den Landschaften Lubu Sikaping und Rokan kiri zusammen.

Fortsetzung der Ketten des Padanger Bogens nach N. Die Schiefer östlich des Ankola-Flusses, welche petrographisch zu den jungen gehören, würden sich also an die Bua-Kette anschliessen, während die beiden westlichen Ketten ihre nördliche Fortsetzung in den beiden Schiefergebieten nördlich und südlich des Malintang und nördlich des Sikaduduk finden. Da diese Gebiete kaum bewohnt und so durch Wege kaum erschlossen sind, ist über ihren geologischen Bau Näheres wenig bekannt; doch spricht der von FENNEMA erwähnte Wechsel von Gneiss, Glimmerschiefer, Quarzit und Thonschiefer an dem auf weite Erstreckung nur sanft steigenden Wege Natal—Penjabungan (nach 20 km Weg im Schiefer beträgt die Meereshöhe erst 140 m) dafür, dass grosse abradirte Falten vorliegen.

Die nördliche Fortsetzung der Falten des Lisung-Gebirges, von Tandjong Pauh und des Suliki-Gebirges liegt im unabhängigen Rokan-Gebiet; die südliche Fortsetzung im ebenfalls unabhängigen und unbekannten Kuantan- und Batang Hari-Gebiet.

c) Resultate.

Wir können also als Resultat kurz zusammenfassen:

Wenn wir von allen jüngeren, d. h. postcarbonen Störungen absehen, stellt sich uns das Gebirge von W-Sumatra als doppelter Bogen dar; der nördliche Bogen zieht sich von Siboga bis zum Kalabu, der südliche vom Kalabu bis zum Pik von Indrapura. Jeder dieser Bögen besteht aus einer Reihe von Faltenzügen, deren Zahl nicht sicher festzustellen ist:

der nördliche Bogen: Tapanuli-Bogen in dem geologisch bekannten, etwa 50—60 km breiten Streifen aus mindestens 3—4 Faltenzügen;

der südliche Bogen: Padanger Bogen in dem geologisch bekannten, etwa 100—120 km breiten Streifen aus mindestens 6—7 Faltenzügen.

Eine Parallelisirung der Ketten beider Bögen ist nur für den Penjabungan-Marapalam-Zug möglich.

---

1) Jaarb. v. h. Mijnw. XXXI. pag. 113 f. Durch diese Untersuchungen ist das geologische Kartenbild, welches FENNEMA vom Rokan kiri-Gebiet gegeben hat, wesentlich verändert. Vom oberen Kampar zum Batang Sumpur etwa auf der Grenze von e_1 und e_3 der Karte FENNEMA's zieht eine lange Schieferzone. Im Thale des Batang Tibawan treten Diabase auf etc.



5. Das Alter der malaiischen Formation.

Es bleibt nunmehr nur noch eine Erörterung des Alters der ganzen Schieferserie. Diese Frage ist nur annäherungsweise zu lösen, da Versteinerungen bis jetzt noch nicht gefunden sind. Der ganze Complex ist älter als obercarbonisch, da das Obercarbon discordant die Schiefer überlagert, weiter ist er sicher sehr viel älter als obercarbonisch, da zu dieser Zeit der gesammte Schiefercomplex bereits zu einem Hochgebirge zusammengefaltet war unter gleichzeitigem Eindringen granitischer Lakkolithe, und dieses Hochgebirge bereits wieder bis auf die Granitmassive denudirt war, so dass das Obercarbon stellenweise dem Tiefengestein direct auflagert. Die Zwischenzeit entspricht also der Zeit, welche gebraucht wurde: zur Gebirgsbildung, zum Erkalten der Granitmassen und zur fast völligen Abtragung der grossen Falten. Es fehlt uns jeder Maassstab dafür, wie lange das gedauert haben kann. Es kann sehr lange, es braucht aber nicht sehr lange gedauert zu haben; wenn wir die gleichen Verhältnisse am mittelcarbonischen Alpensystem zum Vergleich heranziehen, so kann es sehr schnell verlaufen sein. Es führt also der Versuch, rückwärts zu rechnen, nicht zum Ziel.

Die Gneisse dürfen wir nach Analogie als azoisch ansprechen, ob auch die Glimmerschiefer, erscheint zweifelhaft. Nach den wenigen diesbezüglichen Beobachtungen scheint eine Discordanz zwischen Gneissen und Schiefern nicht zu bestehen, so dass wir also folgerichtig die Gesteine als fortlaufende Reihe betrachten müssen: das würde zur Annahme eines präcambrischen und cambrischen Alters für die Schiefer führen. Eine obere Grenze zu ziehen, ist unmöglich, die Schiefer können ebensowohl nur präcambrisch sein, wofür vielleicht der vollständige Mangel an Versteinerungen, auch in den eingelagerten Kalkbänken, sprechen würde, als ausser dem Präcambrium auch noch das Cambrium, vielleicht auch Silur repräsentiren oder sogar noch bis ins Devon reichen. Sicher ist nur, dass sie altpaläozoisch sind[1]).

II. Die Granitmassive[2]) und das altpaläozoische Hochgebirge.

In engster Beziehung zu den im vorigen Abschnitt besprochenenen Schieferketten stehen augenscheinlich die Granitmassive; sie bilden gewissermaassen die Kerne der Schieferketten.

Gänge im Schiefer, sowie gelegentlich zu beobachtende Contacterscheinungen im Schiefer erweisen ihr jüngeres Alter: sie sind bei der ältesten Gebirgsbildung in die Höhe gedrungen.

Petrographisch ist das Gestein sehr mannigfaltig; es sind vor allem hornblendereiche Granite (von Verbeek als Syenit-Granit bezeichnet), nur der Sumpur-Granit (westlich des Lisung-Gebirges) ist ein echter Zweiglimmer-Granit. Die genaue Untersuchung der Gesteine dieser Gruppe ist aber noch nicht durchgeführt, so dass nach den vorliegenden spärlichen Angaben noch keine specielleren Schlüsse gestattet sind.

---

1) Wenn Verbeek sie l. c. pag. 177 „silurisch oder devonisch oder beides" nennt, so ist das dadurch zu erklären, dass bei Abfassung des Buches (1883) Cambrium, geschweige Präcambrium noch nicht abgetrennt waren.

2) Verbeek, a. a. O. pag. 190—255, 614—615; Fennema, a. a. O. pag. 170—174.

Sehr charakteristisch sind die Lagerungsverhältnisse, welche vor allen Dingen in dem eingehend untersuchten Theile der Westküste, dem Padanger Hochland, das aus den Lagerungsverhältnissen der alten Schieferformation abgeleitete Bild des präcarbonen Hochgebirges vervollständigen.

Es würde zu weit führen, hier alle Vorkommen zu besprechen oder auch nur aufführen zu wollen; aus der Karte des präcarbonen Hochgebirges sind sie ersichtlich.

Sie ordnen sich im Padanger Hochland in mehreren NW—SO verlaufende Zonen an, welche den Schieferketten des Padanger Bogens entsprechen.

Die Barisan-Zone ist im Süden des Singgalang durch einen auch morphologisch scharf sich markirenden, N—S streichenden Bruch abgeschnitten. Auch auf ihrer Westseite verläuft ein sehr auffallender Bruch, an welchem das Padanger Niederland abgesunken ist. Auf diesem Abbruch steht die Reihe der alten Vulkane Limau manis, Bongsu I und Lantei, aus deren Mantel hier und dort noch ein Schiefer- oder Granitfleck hervorguckt.

Weiter im Süden jenseits der Seen Danau di atas und Danau di bawah verläuft der Bruch fort, gekennzeichnet zwischen Lolo und Muara labu durch eine 40 km lange, schmale Zone mächtiger, alter Andesit-Ergüsse.

Im SO vereinigt sich diese Zone mit den östlich anschliessenden in dem grossen Schiefergebiet des Batang Hari, welches in einer Breite von 70 km und einer Länge von etwa 100 km sich zwischen das Padanger Hochland und Korintji einschiebt.

Die Singkarak-Kette ist in ihrem nördlichen Theile durch den Einbruch des Merapi-Kessels versunken. Erst dicht nördlich des Singkarak-Sees tritt sie auf und bildet das Bukit Pandjang-Gebirge. Die alten Schiefer sind hier verschwunden, und der Granitkern ist entblösst, schon seit paläozoischen Zeiten, denn Obercarbon lagert ihm auf. Der junge Grabenbruch des Singkarak-Sees senkt sich in die Flanke der Kette, und erst weiter südlich tritt sie uns in voller Breite, der Granitkern bedeckt von der alten Schieferhülle, entgegen.

Die Marapalam-Kette setzt unter dem Aequator ein und streicht in langem Schieferrücken zwischen Merapi und Sago dahin. Bei Fort van der Capellen tritt unter dem Schiefer der Granit zu Tage, und bald ist es nur noch der Granit, der den Verlauf der Kette erkennen lässt. Die Schieferhülle ist denudirt, und das Tertiär, das sich transgredirend auf den Granit gelegt hatte, ist bei der jüngst-pliocänen Gebirgsbildung allseitig zu Thal gerutscht, so dass das Granitmassiv jetzt frei aus dem gestauchten Tertiär herausragt. Die Fortsetzung der Kette liegt unter dem Alttertiär des Ombilien-Kohlenfeldes vergraben und taucht erst weit südlich hinter Sidjundjung wieder empor.

Der genannten Kette schmiegt sich die Kette von Bua östlich eng an, nur durch den präcarbonen Graben von Bua getrennt. In ihr wiegt der Schiefer vor, und nur selten tritt im N Granit zu Tage. Erst hinter Sidjundjung erscheint er in grösserer Ausdehnung, und es verschmelzen die Granitkerne beider Ketten zu einem ungeheuren Granitgebiet von mehr als 500 qkm Ausdehnung.

Zwischen die Kette von Bua und die Lisung-Kette schiebt sich wie ein fremdes Glied der Sumpur-Granit.

Aus der erst kürzlich erschienenen Karte Neeb's[1]) ist es ersichtlich, dass sich die Suligi-Kette über den Rokan kiri nach NW fortsetzt, und zwar konnte Neeb sowohl am Durchbruch des Kampar durch die Schieferkette in geringerer Ausdehnung Granit nachweisen, als auch in bedeutender Er-

1) Jaarboek van het Mijnwezen. XXXI. 1902. pag. 113 ff.

streckung eine lange, relativ schmale, SO—NW streichende Granitzone am Rokan kiri bis etwa 0° 45' n. Br. constatiren, ohne dass aber ihr Ende erreicht worden wäre.

Im N des Padanger Bogens folgt der Granit der N—S-Richtung des Bogenstückes Lubu Sikaping—Panti und zu bedauern ist es nur, dass das obere Stromgebiet des Kampar zumeist von Tertiär eingedeckt ist, denn so ist der Anschluss der östlichen Ketten des Padänger Bogens dem forschenden Blick entzogen.

Wie sich der Tapanuli-Bogen gestaltet, ist nicht ohne weiteres ersichtlich. Ein grosses Granitgebiet von reichlich 1500 qkm Grösse bildet im oberen Gadis-Gebiet die Grundlage, und die zahlreich aufgesetzten, schmalen, langen, NW—SO verlaufenden Schieferzonen lassen erkennen, dass die alten Ketten die gleiche NW—SO-Richtung hatten, um dann bei Hota Nopan und Penjabungan in mehr nördliche Richtung umzubiegen.

Ein mächtiger, NW—SO verlaufender Bruch zerschneidet jenseits Siboga, bei der Insel Musala anfangend, den Bogen. Auf seinem Anfangsstücke, etwa 120 km lang, sind mächtige, wohl miocäne Andesit-Massenergüsse an ihm geflossen; das breite, eingeschnittene Gadis-Thal ist seine Fortsetzung. Dreimal ändert er die Richtung. Dem anfänglichen, durch den Massenerguss gekennzeichneten NW—SO-Stücke folgt eine N—S streichende Strecke. Dann beim Einfluss des Ankola in den Gadis biegt der Bruch in die alte Richtung wieder ein, durchsetzt das mächtige Granitmassiv, folgt von Rau an wieder der N—S-Richtung und schneidet, scharf südlich bis zur Küste weitergehend, den Padanger Bogen im W ab. Die westlichen Kettenstücke sind in die Tiefe gegangen, und der Dreispitz des alten Manindjau-Vulkanes krönt das Südende dieses gewaltigen Bruches.

Ein mächtiges Granitmassiv befindet sich endlich noch im Hinterlande der Bai von Siboga. Seine tektonische Bedeutung ist nicht einfach zu ersehen; vermuthlich handelt es sich um Gebirgsreste des Tapanuli-Bogens.

Reste alter versunkener Ketten stellen endlich die kleinen Granit- und Schiefervorkommen an der Küste dar, bei Ajer bangis, an der Mündung des Masang u. s. w.

So erhalten wir eine Vorstellung vom Verlaufe des alten **präcarbonen Hochgebirges.**

In dem Mittelstück Sumatras zwischen 2° n. Br. und 2° s. Br., d. h. auf eine Erstreckung von etwa 500 km Länge, können wir zwei Kulissen unterscheiden, einen nördlichen Bogen, den Bogen von Tapanuli, der nur in seinen grössten Zügen nach den vorhandenen Beobachtungen zu erkennen ist, und einen südlichen Bogen, den Bogen von Padang, der uns deutlicher in seinem Verlaufe vor Augen tritt. Von ihm sind etwa 7 lange Ketten, die sich nach N gegen den Gunung Gadang und Kalabu zu schaaren, erhalten. Sie alle, wie auch diejenigen des Tapanuli-Bogen sind in ihrem Verlaufe nach NO geöffnet. Daraus, aus Schaarung wie Verlauf, ist ein Schluss auf die Schubrichtung möglich, es scheint sich um einen Schub von NO—ONO nach SW—WSW gehandelt zu haben.

Wie weit sich beide Bögen nach N und S fortsetzen, ist unbekannt, da geologische und auch topographische Aufnahmen beiderseits vollkommen fehlen.

Süd-Sumatra und ähnlich wohl auch Atjeh[1]) scheinen indes selbständige Kulissen gebildet zu haben.

Die einzelnen Ketten bestehen aus Granitkernen mit mehr oder weniger bedeutenden Resten

---

1) In Atjeh dürfte diese Frage wegen der politischen Wirren noch auf lange unlösbar sein, doch giebt vielleicht das Oberland von Kwalu östlich des Toba-Sees darüber Aufschluss.

der Schieferhülle. Die auffallend weit vorgeschrittene Abtragung der Schieferhülle, welche die Granitkerne in weitester Erstreckung zu Tage treten lässt und schon im Obercarbon zu Tage treten liess, und das vollständige Fehlen von conglomeratischen oder ähnlichen Bildungen, in denen das Material enthalten sein könnte, lassen darauf schliessen, dass diese unbedingt vorauszusetzenden Bildungen ihrerseits vor dem Beginn des Obercarbons in weitestem Maasse der (subaërischen?) Denudation bereits zum Opfer gefallen waren — die Kiesel- und Mergelschiefer des unteren Obercarbons sind Absätze aus tieferem Meere und liessen sich höchstens als secundäre Umlagerungsbildungen auffassen — dass also das Alter der Gebirgsbildung ein sehr hohes ist, das Alter des Schiefers demgemäss ein noch höheres, wahrscheinlich im Wesentlichen präcambrisches (vergl. oben S. 15 [99]; dann würde also die malaiische Formation etwa ein Aequivalent der sinischen Formation sein.

III. Das Obercarbon.

A. Die Singkarak-Schichten.

Die Singkarak-Schichten (= Kulmschiefer VERBEEK's) spielen jetzt im Padanger Hochlande keine erhebliche Rolle mehr, waren jedoch ehemals viel weiter verbreitet: der grösste Theil dieses ca. 200 m mächtigen Schichtgliedes ist der Aufarbeitung durch die alteocäne Transgression zum Opfer gefallen.

1. Lagerungsverhältnisse.

Ueber ihr Verhalten zur unterlagernden malaiischen Formation und den hängenden Kalkklötzen des Obercarbons giebt das Profil im oberen Batang Patang-Thal am Bukit Batu Kapur deutlichen Aufschluss: folgt man dem kleinen Flüsschen thalaufwärts, so durchquert man zunächst die malaiische Formation, welche hier ein Generalstreichen von N 40 W—S 40 O hat und sehr steil, 50—65°, nach NO einfällt:

harte, schwarze Thonschiefer;
graue, eisenschüssige, weiche Schieferthone;
graue, bröckelige Thonschiefer;
feine Grauwacken mit Diabasgängen;
graubraune, mürbe Thonschiefer mit gelegentlichen Quarzgängen.

Darüber folgen am östlichen Theile des Fusses des Bukit Batu Kapur bräunliche Mergelschiefer und Kalkschiefer mit zahlreichen, eingelagerten, meist nur wenige Centimeter mächtigen, gelegentlich doch bis zu etwa $1/4$ m Mächtigkeit anschwellenden Kalkbänken, deren Aussehen ganz dem der Obercarbonkalke gleichkommt. Stellenweise sind diesen Schiefern schwarze Dachschiefer in relativ erheblicher Mächtigkeit eingeschaltet. Das Streichen dieses ganzen Complexes weicht von dem der alten Schiefer erheblich ab und beträgt O 20 N—W 20 S, während das Einfallen etwa mit 35° nach SSO ist.

Darüber folgt dann in concordanter Lagerung, ringsum im S von grossen Schutthalden umlagert, der mächtige Kalkkoloss des Bukit Batu Kapur, welcher steil etwa 500 m über das Batang Patang-Thal sich erhebt.

Wir haben also hier in fortlaufendem Profile den in Rede stehenden Schiefercomplex discordant über der malaiischen Formation und gleichsinnig das Obercarbon unterlagernd.

Abgesehen von diesem schönen, von VERBEEK nicht erwähnten Vorkommen tritt dies Schichtsystem in deutlichem Verbande vor allem noch im Bukit Pandjang (d. h. „das lange Gebirge") auf, dem etwa NW—SO streichenden Gebirgszuge zwischen dem Merapi und dem Singkarak-See, (präcarbone Singkarak-Kette), hier allerdings in beträchtlicher Ausdehnung.

Ich hatte leider nur Gelegenheit, den südlichsten und den nördlichsten Theil dieses Zuges kennen zu lernen, und folge daher im Folgenden VERBEEK[1]).

Der Schiefercomplex, dessen Mächtigkeit am Gunung Bessi etwa 200 m beträgt, besteht aus dunkelgrauen, dünnschieferigen Mergel- und Thonschiefern, helleren, meist gelb- oder grüngrauen oder auch braunroten (so z. B. am Bukit Bessi am Südostende des Gebirgszuges) Kieselschiefern, welche gelegentlich feinkörnigen Quarziten an Aussehen nahekommen, sowie stellenweise Grauwacken[2]). Eingelagert finden sich dünne Kalkbänke, die an Zahl und Mächtigkeit nach oben zunehmen.

Interessante Lagerungsverhältnisse des Carbons fand ich im südlichen Theile des Bukit Pandjang, hier treten zwischen Paal 1 und 3[3]) der grossen Strasse von Moka-Moka am Singkarak-See nach Fort van der Capellen nicht sehr mächtig braunrothe Kieselschiefer auf, welche z. Th. durch den Einschnitt der Strasse gut aufgeschlossen sind. Sie unterlagern concordant die grauen Obercarbonkalke, welche den Bukit Bessi (nicht zu verwechseln mit dem mehr nordwestlich gelegenen Gunung Bessi) zusammensetzen und etwa NW—SO streichen und mit ca. 15° nach NO einfallen. Direct an der Strasse dicht bei Bajam Tunggal grenzen sie an grüne Diabase und biegen sich gegen diese auf. Obwohl der Contact sehr gut aufgeschlossen ist, konnte eine Metamorphosirung des Schiefers nicht nachgewiesen werden, was aber bei der Kleinheit des Diabasvorkommens an dieser Stelle nicht weiter auffallend ist; ein etwa 1 cm messender Lettenbesteg trennt Diabas und Schiefer. Trotzdem aber ist diese Aufbiegung der Kieselschiefer wohl als Schleppung seitens des durchbrechenden Diabases anzusehen.

2. Ehemals weit grössere Verbreitung der Singkarak-Schichten.

Ehemals ist die Verbreitung der Singkarak-Schichten eine sehr viel grössere gewesen; aber dort, wo sie nicht durch Auflagerung anderer Gebilde oder durch ihre Höhenlage sich erhalten konnten, wurde dies wenig mächtige Gebilde von der Brandung der alteocänen Transgression aufgearbeitet. Ueber weite Strecken besteht das eocäne Basalconglomerat ausschliesslich oder fast ausschliesslich aus Carbongeröll, und zwar besonders den hochcharakteristischen, dunkel-fleischrothen bis braunrothen Kieselschiefern; so lässt sich das ehemalige Vorhandensein der Singkarak-Schichten für viele Gebiete nachweisen, in denen jetzt keine Spur solcher Schichten anstehend sich mehr befindet. So wird das Eocän-Conglomerat der Arau-Schlucht nördlich von Pajakombo, des Puntjak Tamiang zwischen Sungei Patai und dem Bukit Batu Kapur, sowie der Bukit Tampat Barkaul und Bukit

1) VERBEEK, a. a. O. pag. 236 ff., bes. pag. 241 f.

2) Die Zugehörigkeit der Grauwacken zu den Singkarak-Schichten ist nicht ganz sicher; sie treten z. B. bei Batu Tabal unter den Thon- und Mergelschiefern auf und gleichen petrographisch ganz jenen der malaiischen Formation; so ist es wohl möglich, dass sie dieser zuzurechnen sind (VERBEEK, l. c. pag. 242).

3) Das ist = Paal 28 und 30 der VERBEEK'schen Karte Blatt II.

Tinggi im N des Bongsu-Gebirges mehr oder weniger ausschliesslich von diesen braunrothen Kieselschiefergeröllen zusammengesetzt.

3. Das Alter.

Es bleibt nur noch eine kurze Erörterung der Frage nach dem Alter dieses Schiefercomplexes. Es ist mit Sicherheit festgestellt (vergl. oben S. 19 [103]), dass er jünger ist als die malaiische Formation, die er discordant überlagert. Dagegen bleibt sein Verhältniss zum Obercarbonkalk noch einigermaassen unsicher. VERBEEK[1]) betont den innigen Verband beider, und thatsächlich liegen nicht nur beide allenthalben, wo sie zusammen auftreten, concordant, sondern die Kalkeinlagerungen im Schiefer gleichen petrographisch dem Obercarbonkalk ausserordentlich, so dass man wohl an ununterbrochene Ablagerung denken kann.

Aber es erheben sich doch verschiedene Schwierigkeiten, welche vor allem in der Auffassung der Natur der obercarbonischen Kalkzüge beruhen. Sind die Kalkgräte als Riffe aufzufassen, wofür allerdings sehr viel spricht, so entsteht die Forderung des Nachweises normaler Sedimente des umgebenden Obercarbon-Meeres; als solche kämen vor allem die Schiefer in Betracht, welche thatsächlich zumeist als Absätze tieferen Wassers zu betrachten sind — oder aber man müsste annehmen, dass während der langen Festlandsperiode (Dyas-Kreide)[2]) die normalen Sedimente des Obercarbon-Meeres der Denudation anheimgefallen sind; die Beobachtung VERBEEK'S, dass am Gunung Bessi die Schiefer den Kalk unterlagern, hier also älter sind, lässt eine Parallelisirung beider Gebilde, Schiefer und Kalk, kaum möglich erscheinen. Umgekehrt macht aber die Art der Verbreitung beider die Annahme unmittelbarer Altersfolge unwahrscheinlich. Hätte ein ununterbrochener Absatz stattgefunden, so dürften wir unter jedem Kalkgrat Kieselschiefer erwarten. Thatsächlich sitzen die meisten Kalkgräte aber den alten Schiefern oder dem Granit direct auf; nur in einer Zone, die, östlich des Singkarak-Sees bei Pandjaringan beginnend, über den Gunung Pandjang sich in etwa W $^1/_8$ N-Richtung erstreckt und weiterhin an der Küste beim Bt. Bagumba aus der Tiefe emportaucht, haben wir die Singkarak-Schiefer noch anstehend erhalten und hier auch in innigem Zusammenhang mit den Kalkgräten; im übrigen Theile der Westküste Sumatras fehlen mit verschwindenden Ausnahmen (z. B. am Bukit Batu Kapur) die Schichten an der Basis der Kalkzüge.

Halten wir aber das verschiedene Alter der Schiefer und der Kalke für erwiesen, so werden wir mit Nothwendigkeit zur Annahme einer Erosionsdiscordanz zwischen beiden gedrängt; zur Annahme einer mehr weniger langen Festlandsperiode, während welcher die soeben abgelagerten Meeresbildungen wenigstens über grössere Strecken der Denudation anheimfielen. Die Nothwendigkeit der Annahme einer Erosionsdiscordanz zwischen den concordant gelagerten Schiefern und Kalken bleibt aber bestehen, auch wenn man die Kalke nicht als Riffbildungen, sondern als normale Sedimente betrachtet; denn auch dann müsste man bei ununterbrochenem Absatze unter allen in gleichen Verhältnissen lagernden Kalkzügen Schiefer antreffen; das ist aber nicht der Fall.

Aber auch unter der Annahme, dass beide Gebilde gleich alt sind, dem Obercarbon angehören und die Schiefer die normalen Sedimente repräsentiren, bleiben Schwierigkeiten; denn unter einigen Kalkklötzen findet man liegende Schiefer, unter anderen nicht.

1) VERBEEK, a. a. O. pag. 241.

2) Die Küste des obertriadischen Meeres lag wesentlich weiter im N, cf. VOLZ, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. pag. 36 f.

Ich glaube, das Verhältniss folgendermaassen auffassen zu können, indem ich mich auf das neue Profil am Bukit Bessi beziehe:

die braunroten Kieselschiefer	— unteres Obercarbon,	während ausserdem eine das gesammte Obercarbon repräsentiren könnende Riffacies auftritt.
darüber die Fusulinenkalke	— mittleres Obercarbon	
und hangend die Doliolinenkalke	— oberes Obercarbon,	

Am Bukit Batu Kapur dürften die Mergel- und Kalkschiefer somit das untere und eventuell auch mittlere Obercarbon repräsentiren, die hangenden Riffkalke das obere, eventuell auch mittlere Obercarbon.

Also mit anderen Worten: Riffkalke bildeten sich während des gesammten Obercarbons; dort also, wo Kalkgräte direct der malaiischen Formation oder dem Granit aufsitzen, repräsentiren sie unteres, mittleres und oberes Obercarbon [1]) (z. B. im südlichen Bukit Pandjang-Zug). Allmählich breiteten sich die Riffe dann an den sich langsam hebenden Inselküsten aus und überlagerten so die Sedimente des unteren und dann auch des mittleren und schliesslich auch event. des oberen Obercarbons. Am Ende des oberen Obercarbons hoben sich die Inseln aus dem Meere, und die Riffe wurden trocken gelegt. Während der späteren ausserordentlich langen Festlandsperiode (Dyas-Kreide) wurden zum grossen Theile die marinen normalen Carbonsedimente denudirt: das marine obere, sowie auch das mittlere Obercarbon ganz oder fast ganz; die noch erhaltenen Sedimente (meist widerstandsfähige harte Kieselschiefer des unteren Obercarbons) fielen dann der eocänen Transgression anheim, so dass sich nur unter den Riffen oder sonst an besonders günstigen Stellen normale Sedimente erhalten konnten.

---

1) Am wahrscheinlichsten erscheint mir die Annahme, dass die Riffe das gesammte Obercarbon repräsentiren, denn dort, wo sie dem alten Gebirge direct aufsitzen, zeichnen sich die Gräte durch erhebliche Breite, — 5 km und darüber — aus; da das Höhenwachsthum durch den Meeresspiegel begrenzt war, so breiteten sich die alten Riffe eben seitlich mehr aus. Der Beweis wäre allerdings paläontologisch noch zu führen. Die bisher aus dem Riffkalke bekannten Fossilien sprechen nicht dagegen, denn die von mir gesammelten (am Bukit Bessi und Bukit Pabinuhan) stammen sicher auch stratigraphisch aus dem oberen Obercarbon; von den wenigen VERBEEK'schen Stücken ist dies sehr wahrscheinlich, da sie von Fundorten stammen, welche auch mittleres Obercarbon in „normaler" Form beherbergen. Dieser Beweis wird aber nur sehr schwer, unter besonders günstigen Umständen zu erbringen sein; denn, wenn die Riffe, wie es der Fall gewesen zu sein scheint, nur langsam in die Höhe und schneller in die Breite wuchsen, so müssen sich die jüngeren Riffformen nicht nur oben auf dem Riffe, sondern durch die herabfallenden Geröllе („Uebergussschichtung") auch auf den Flanken finden, so dass also äusserlich jedes Riff von jungen Formen eingedeckt wäre und das alte Riff gewissermaassen den innersten Kern bildet; im Innern eines Riffes aber schwindet bekanntlich die organische Structur sehr schnell, so dass also auch dann, wenn durch Erosion der Kern eines Riffes erschlossen wäre, kaum Hoffnung sein würde, Fossilien zu finden.

Die andere mögliche Annahme einer Senkung im Beginne des obersten Obercarbons und der hierdurch bedingten Ausbreitung der Riffe würde für die Vertheilung von Wasser und Land in diesem Gebiete während des älteren Obercarbons zu ausserordentlich unnatürlichen Bildern führen. Immerhin bedarf die ganze Frage noch der Klärung durch Aufnahmen im Felde.

Es ist also für die fossilleeren Singkarak-Schichten das Alter nicht absolut sicher. Als VERBEEK vor etwa 25 Jahren sie dem Culm parallelisirte, ging er von der Ansicht aus, dass der hangende Kalk „Kohlenkalk" sei. Inzwischen ist unsere Kenntniss vorgeschritten, wir wissen, das wir es mit mittlerem und oberem Obercarbon zu thun haben.

Ist die oben entwickelte Ansicht über das Verhalten der Schiefer zum Kalk richtig, — auch VERBEEK betont ausdrücklich den nahen Verband beider —, so ist also auch die Altersbestimmung der Schiefer zu ändern, und sie rücken ins untere Obercarbon. Untercarbon fehlt dann auf Sumatra.

Dagegen empfiehlt es sich aus mannigfachen Gründen, wegen der Unsicherheit der Altersbestimmung und zur einfachen Unterscheidung von den „alten Schiefern" den ganzen Complex mit einem eindeutigen, zusammenfassenden Namen zu kennzeichnen. Da seine Hauptverbreitung in den Gebirgszügen liegt, welche den Singkarak-See im Osten begleiten, so scheint mir der Name „Singkarak-Schichten" passend für denselben.

B. Das mittlere und obere Obercarbon.

Die Obercarbonkalke haben zwischen dem 2° s. Br. und 1° n. Br. auf der Westküste Sumatras sehr weite Verbreitung, und die langen, schmalen und schroffen Felsgräte bilden in ihrer charakteristischen, bizarren Form einen der augenfälligsten Züge in der Oberflächengestaltung dieses Gebietes.

1. Lagerungsverhältnisse.

Es sind heller oder dunkler graue Kalke, in allen Nuancen von weissgrau bis schwarzgrau, seltener braun; sie treten als grosse Klötze auf, meist ohne jede Andeutung von Schichtung, doch bisweilen grob gebankt, so dass eine Bestimmung des Streichens und Fallens nur ausnahmsweise möglich ist. Die Richtung der Kalkgräte ist im allgemeinen eine WNW—NNW-liche; die Streichrichtung ist hiervon unabhängig, doch scheint der W/N-Quadrant bevorzugt. Sehr vielfach, um nicht zu sagen, meist scheinen die Kalke ziemlich ungestört zu liegen. Man erhält unmittelbar den Eindruck, dass die Kalkklötze als Ganzes dislocirt sind, wenn eine Dislocation stattfand; dieser Eindruck wird verstärkt durch die mehrfach gemachte Beobachtung, dass die Ränder der Klötze verbogen und gestaucht sind. Diese Erscheinung ist aber bloss erklärlich, wenn die Klötze bereits isolirt waren zur Zeit der Dislocation, wenn also die gebirgsbildenden Vorgänge es nicht mit einer (mehr als jetzt) zusammenhängenden Kalkplatte, sondern mit einzelnen Kalkzügen zu thun hatten.

Es wird also von Wichtigkeit sein, festzustellen, wann die Gebirgsbildung erfolgte. Durch die Lagerungsverhältnisse der Trias von Kwalu an der Ostküste Sumatras erhalten wir hierüber Aufschluss[1]): zu Beginn der oberen Trias war das obere Carbon bereits gefaltet. Hand in Hand mit dieser dyadischen oder untertriadischen Faltung gingen mächtige Ergüsse diabasischen Magmas; dem entspricht die Beobachtung, dass das Obercarbon dort am stärksten dislocirt ist, wo Diabase reichlich auftreten.

Es erscheint also auch aus tektonischen Gründen wahrscheinlich, dass die obercarbonen Kalkzüge — zum mindesten diejenigen des oberen Obercarbons — als isolirte Massen, also als Riffe[2]) entstanden zu denken sind; damit im Einklange steht ihr paläontologischer Inhalt, welcher abgesehen von Foraminiferen lediglich aus Anthozoen und grossen Crinoiden besteht. Für die weitaus weniger mächtigen Kalke des mittleren Carbon ist die Annahme nicht zwingend. Bei ihrem reichen paläontologischen Inhalte, dem Korallen bis jetzt ganz fehlen, muss man sie wohl als normale Sedimente auffassen, und es erscheint leicht erklärlich, dass während der langen Festlandsperiode (Dyas-Kreide) diese wenig mächtigen, leicht angreifbaren Gebilde allenthalben dort, wo sie nicht durch die mächtigen Riffbildungen geschützt waren, durch subaërische Denudation vernichtet wurden.

---

1) Volz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. pag. 24 f., 59 f.

2) Für die Riffnatur dieser Kalkgräte spricht auch die Thatsache, dass die Singkarak-Schichten, deren Alter vermuthlich unteres Obercarbon ist, bis zum Eocän eine weite Verbreitung hatten, z. B. nördlich Pajakomboh, auf dem Schieferrücken zwischen Merapi und Sago etc., und erst durch die eocäne Transgression aufgearbeitet sind; das eocäne Basalconglomerat besteht an den genannten Punkten zum grossen Theile aus rothbraunen Kieselschiefergeröllen, ohne dass sich aber auch Kalkgerölle fänden, obwohl Kalke nicht gar so weit entfernt anstehen. Betrachtet man die gesammten Carbonkalke als normale Sedimente, so müsste man zur Erklärung also annehmen, dass die grosse Kalkplatte, welche dann ehemals W-Sumatra bedeckt haben müsste, im Laufe des Mesozoicums durch Erosion etc. so zerschnitten worden ist, dass nur noch die Kalkgräte stehen blieben, dass aber andererseits die Erosion nur den Kalk durchschnitt und die Singkarak-Schiefer erhalten blieben, eine Annahme, die durch ihre Gezwungenheit wenig für sich haben dürfte.

2. Gliederung.

Von den verschiedenen Vorkommen der Obercarbonkalke ist weitaus das wichtigste jenes am Südende des Bukit Pandjang am Bukit Bessi, denn dieses ermöglicht uns eine Gliederung der Kalkmasse. Besteigt man von der grossen Strasse aus, etwa bei Paal 2 vom Anwesen Piatas aus den Guguk Bulat (einen der als Bukit Bessi zusammengefassten Gipfel), so kann man die Verhältnisse deutlich übersehen. Der Guguk Bulat, wie alle diese Kalkberge, ist kahl und unfruchtbar, nur von Graswuchs und etwas dürftigem Krüppelholz besetzt; er ist überschottert mit zahllosen grossen und kleinen Kalkgeröllen, aber doch kann man deutlich eine Bankung des Anstehenden wahrnehmen, deren Streichen etwa N 50—60 W, deren Fallen mit etwa 15° nach NO ist, d. h. der Strasse zu. Das Gefälle des Berghanges ist steiler als das Fallen des Gesteines, so dass man beim Steigen in immer höhere Schichten kommt; der ganze Kalk ist hier erfüllt mit Korallen und Doliolinen, daneben finden sich häufig Crinoidenstielglieder, während andere Versteinerungen zu den grössten Seltenheiten gehören. Der Kalk ist hellgrau, vielfach innerlich zertrümmert, und hellbraun wittern aus ihm in guter Erhaltung die Versteinerungen heraus. Ueberschreitet man den Gipfel des Berges nach Süden zu, so ändert sich vielleicht 40 m unter dem Gipfel das Bild; der Kalk wird etwas dunkler (doch ist der Unterschied hier sehr gering), Korallen und Doliolinen hören auf, und man findet nur noch Fusulinen, sowie zahlreiche Muscheln und Schnecken, allerdings meist nur in Durchschnitten: wir sind in tiefer liegende Schichten gekommen. Als Liegendes haben wir bereits (oben S. 19 [103] braunrothe Kieselschiefer kennen gelernt. Die Lagerungsverhältnisse[1]) macht vorstehendes Profil (Fig. 1) deutlich.

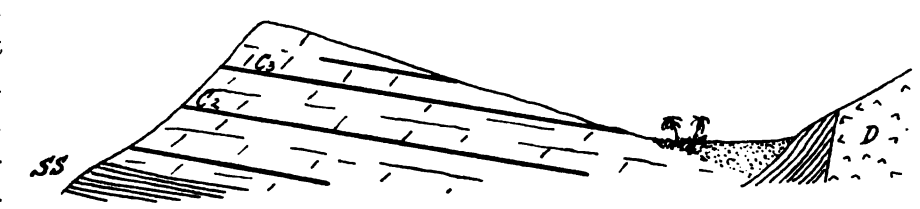


Fig. 1. Schematisirtes Profil durch das Obercarbon am Bukit Bessi bei Moka Moka am Singkarak-See. *SS* Singkarak-Schichten = unteres Obercarbon; C_2 Fusulinenkalke = mittleres Obercarbon; C_3 Doliolinen- und Riffkalk = oberes Obercarbon; *D* Diabas (vgl. unten die Karte: der Staffelbruch im NO des Singkarak-Sees).

Ich fand in der **unteren** Stufe folgende Formen:

Fusulina granum avenae Röm.
„ spec.
Bigenerina elegans Möll.
„ *Milchi* n. sp.
„ *sumatrensis* n. sp.
„ *Leonhardi* n. sp.
„ *Wysogórskyi* n. sp.
Poteriocrinus spec.
(nur Stielglieder).

Productus sumatrensis Röm.
Spirigera cf. *Damesi* Fliegel
Athyris cf. *acutomarginalis* Waag.
Terebratuloidea n. sp.
Bellerophon convolutus v. Buch
Pleurotomaria Nikitini Fliegel
„ n. sp.
„ n. sp.
Naticopsis sumatrensis Röm.

1) Leider machte einer der wolkenbruchartigen Tropenregen meinen Untersuchungen ein vorzeitiges Ende; so musste ich mich mit relativ geringer Ausbeute an Versteinerungen der unteren Zone begnügen und konnte auch ihre Mächtigkeit nur schätzungsweise auf etwa 75 m feststellen.

in der **oberen** Stufe konnte ich feststellen:

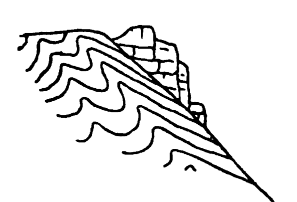
Doliolina Verbeeki Gein.
„ *craticulifera* Schw.
Sumatrina Annae nov. gen. nov. spec.
Fusulina granum avenae Röm. (selten)
„ sp.
Bigenerina sumatrensis n. sp. (selten)
Lonsdaleia Frechi n. sp.
„ *Fennemai* n. sp.
Poteriocrinus sp.

Diese Formen der oberen Stufe erfüllen, direct gesteinsbildend, den Kalk dermaassen, dass auf fast jedem Handstück sie alle vereinigt sind.

Wir haben es also
bei der unteren Stufe mit mittlerem Obercarbon (Zone der *Spirifer supramosquensis*),
bei der oberen Stufe mit oberem Obercarbon
zu thun.

3. Verbreitung der Kalke.

Mächtigkeit. Am Bukit Kapur liegt das Obercarbon concordant auf Singkarak-Schiefern mit einem Streichen von O 20 N—W 20 S und einem Fallen mit etwa 35° nach SSO. Es folgt also das Streichen der Südgrenze dieses imposanten Kalkklotzes. Gleichzeitig können wir hier die Mächtigkeit ersehen: mindestens 300 m. Bei den Kalkgraten weiter südlich steigt die Mächtigkeit noch etwas höher, auf etwa 350 m. Nördlich des Manindjau-Sees bleibt die Mächtigkeit etwas hiergegen zurück und beträgt am Bukit Pabinuhan etwa 330 m.


Fig. 2. Etwas nördlich von Sungei Patai. Obercarbonkalk sitzt barriereriffartig dem Schiefer der malaiischen Formation auf.

Von Interesse ist ein kleines Kalkvorkommen nördlich von Sungei Patai. Wie eine grosse Ruine mit steilen, schroffen Wänden sitzt der Kalk, reich an Höhlen und Klüften, dem Schieferhange auf. Er scheint ziemlich söhlig zu lagern; leider konnte ich trotz intensiven Suchens hier keine Spur von Fossilien entdecken. Das beifolgende kleine Profil (Fig. 2) verdeutlicht das Vorkommen, welches typisch die Vorstellung eines Barriereriffes in uns hervorruft.

Der graue bis gelblichbraune Kalk liegt hier, wie bei der Geringfügigkeit des Kalkschuttes sicher constatirt werden kann, nicht auf Singkarak-Schichten, sondern auf alten Schiefern, denen er förmlich anklebt.

Dasselbe ist beim Kalke des Guguk Panarbangan Itik bei Supajang zu beobachten; auch hier liegt der durch Erosion stark mitgenommene, nur noch wenig mächtige Kalk direct auf dem Hange von alten Schiefern, welche hier etwas unregelmässig fast genau N—S streichen und westlich einfallen (Sungei Patai wie Supajang liegen am NO-Fuss des Merapi).

Einen ausserordentlich eigenartigen Anblick gewährt das Ngalau Saribu-Gebirge (d. h. das 1000 Höhlen-Gebirge), welches das Thal von Bua im Osten begrenzt (vergl. Fig 3). Es ist das ausgedehnteste Vorkommen von Obercarbonkalk und erstreckt sich über 95 km Länge. Der ganze Kalkzug ist in zahllose, schroffe Kuppen aufgelöst und bietet in dieser Zertheilung einen höchst bizarren Anblick, der etwa an den Rosengarten in Süd-Tirol erinnert. Die relative Höhe der einzelnen Kuppen ist nicht sehr bedeutend und beträgt etwa 200—300 m im Durchschnitt.

Durch die Unregelmässigkeit seiner Lagerungsverhältnisse ist auch der Obercarbonkalk im Norden des Manindjau-Sees interessant. Vom Merapi bis zum Pasaman zieht hier eine schmale Kalkzone, die, grösstentheils von jungvulkanischen Producten verhüllt, hier und da aus der Decke in mehr weniger ausgedehntem Vorkommen hervorschaut. Während wir im Süden von Palembajan (bei Paal 17 der Strasse Fort de Kock-Palembajan) etwa NW—SO-Streichen mit NO-Fallen beobachten können, finden wir im NW von Palembajan zwischen der Einmündung des Batang Lambas in den Batang Ajer Lubu Gadang und Tantaman ein grösseres, aus dem durch Denudation im Laufe der Zeit stark erniedrigten Mantel des alten Manindjau-Vulkanes hervorragendes Vorkommen grauer Kalke, welche muldenförmig lagern: im Osten N 25 W—S 25 O bei südwestlichem Falle mit 35°, mit localen Abweichungen bis N 70 W, im Westen dagegen N 20 W—S 20 O mit nordöstlichem Einfallen unter 38°. Diese Synclinale ist die einzige Faltenbildung, welche ich im Obercarbonkalke beobachten konnte, und ich bin geneigt, diesen isolirten Fall secundären Ursachen zuzuschreiben: einer Aufstauchung des westlichen Flügels im Zusammenhange mit der Bildung des Riesenvulkanes von Manindjau, dessen Höhe ehemals etwa 5000 m betragen haben muss.

Durch die gegen 250 m mächtigen Kalkmassen des Bukit Tjalik und Tampunik, welche etwa bis zu halber Höhe in jungen Bimssteintuffen stecken und bis an den Gipfel Reste dieser alten Decke tragen, wird der Anschluss an den ca. 7 km langen, in NW—SO-Richtung sich erstreckenden Rücken des Bukit Barpajung (712 m) und Bukit Pabinuhan (665 m) vermittelt. Im SO dieses Massives konnte ich ein locales Streichen von etwa N—S mit 12—15° Fall nach W beobachten. Der graue Kalk führt hier Versteinerungen; in grossen Mengen fand ich bei Alahan Pandjang eine Milleporide: *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec., zusammen mit *Stenopora*, eine *Lonsdaleia Frechi* nov. spec., sowie spärlich unbestimmbare Muscheldurchschnitte. Wir haben es also hier mit der oberen Stufe des Sumatraner Obercarbons zu thun.

Im NW-Theile des Kalkzuges konnte ich in einer Höhle südlich von Lambak Batas ein Streichen von W 10 N—O 10 S mit flachem (ca. 15°) nördlichen Einfallen bestimmen. Die Ränder des Massives sind hier ganz unregelmässig gestaucht. Vor der Höhle hängen 2 prachtvolle Stalaktiten von etwa 6 m Länge und 2—3 m Durchmesser wie Riesenkronleuchter herab. Auch sonst ist der Kalk reich an Höhlen, von denen besonders die mehrfach gegabelte, über 100 m lange Höhle im N von Balukar Matur erwähnenswerth ist. Der Kalkzug ist vor allem im W von jungvulkanischen Bildungen bis zu erheblicher Höhe eingedeckt, und so werden eine Reihe kleiner Gipfel oberflächlich abgetrennt: der Bukit Buntjing, B. Alai etc.

Wohl im Zusammenhange mit dem soeben besprochenen Zuge stehen die von Palembajan aus grossentheils unter jungvulkanischer Decke nach N zum Si Rabungan ziehenden Kalke; sie lagern direct auf alten Schiefern, unter denen besonders auch Chloritschiefer und Serpentin-Einlagerungen eine Rolle spielen.

Ein näheres Eingehen auf die einzelnen Carbon-Vorkommen oder auch nur eine nähere Beschreibung der Verbreitung der Kalkgräte in Sumatra hat hier keinen Werth, da ich, abgesehen von dem oben Gegebenen, neue Beobachtungen dem Bekannten nicht hinzufügen kann, andererseits für die tektonische Betrachtung die Carbonzüge ohne grösseren Belang sind. Es mögen also nur die wichtigsten Züge herausgehoben werden.

Die Carbonkalkzüge sind in ihrem Vorkommen fast durchgehends an den Schiefer gebunden; theils krönen sie ihn, theils kleben sie ihm an. Das zeigt, dass Sumatra zur Carbonzeit untergetaucht

war und nur seine langgestreckten Bergzüge als niedrige Inseln aus dem in die Längsthäler eindringenden Meere ragten, so dass die Carbonküste hier etwa der heutigen dalmatinischen Küste glich. An den Inseln siedelten sich die Riffbildner an und bauten die langen, schmalen Gräte auf. Da nun eine ganze Reihe dieser Gräte theils auf Granit übergreifen, theils dem Granit aufsitzen, so sehen wir, dass die Abtragung des alten Hochgebirges schon sehr weit vorgeschritten gewesen sein muss, so dass die Granitkerne bereits frei lagen; ja gelegentlich war dieselbe bereits so weit gegangen, dass von dem Schiefermantel auf weite Erstreckung nichts mehr vorhanden war; so ruht z. B. das gesammte Carbon der Singkarak-Kette vom Bukit Pandjang bis fast nach Supajang, d. h. auf 50 km Erstreckung vollständig auf Granit.

Immer aber folgt das Carbon den langen oben (S. 12 [96] besprochenen Faltenzügen: so biegen denn auch die Kalkgräte am Kalabu aus der alten NW—SO-Richtung des Tapanuli-Bogens mit dem Padang-Bogen in die N—S-Richtung und dann in die immer stärker gegen O sich drehende Bogenrichtung der langen Faltenzüge um. Ihr weiteres Verhalten zu den Falten scheint derart zu sein, dass sie fast stets den mehr oder weniger stark abradirten Anticlinalen an- oder aufsitzen. So spiegelt sich auch in der Verbreitung der Carbonriffe der Faltenbau des alten Gebirges wieder. Auch hierin liegt ein Beweis für die Riffnatur der Carbongräte. Die Fusulinenkalke hingegen, wie die Singkarak-Schichten sind wohl als normale Sedimente zu betrachten, die nur durch günstige Lage, vor allem durch die überlagernden Riffe erhalten sind.

4. Das Alter.

Es bleibt noch die Feststellung des genauen Alters der Kalke.

Durch die Untersuchungen FRECH's[1]) und FLIEGEL's[2]) ist das obercarbone Alter, und zwar ein dem höheren Obercarbon entsprechendes Alter sicher gestellt; auch TSCHERNYCHEW[3]) stimmt dem bei. Sie alle machen auf die Mischung von Formen verschiedener Niveaus des Obercarbons aufmerksam, ohne aber in der Lage zu sein, eine Trennung vornehmen zu können. Durch die glücklichen Funde am Bukit Bessi ist es mir geglückt, den Nachweis zu erbringen, dass die Doliolinen, Lonsdaleien etc., welche auch sonst das oberste Obercarbon kennzeichnen, auch in Sumatra **über** den Fusulinenkalken mit ihrer reichen Brachiopoden- und Gastropodenfauna liegen[4]); die **Fusulinen**kalke sind **mittleres** Obercarbon; die **Doliolinen-Riff**kalke sind **oberes** Obercarbon.

Während die grosse Mehrzahl der von F. RÖMER[5]), WOODWARD[6]), FLIEGEL beschriebenen Fossilien dem mittleren Obercarbon angehört, konnte ich für das **obere Obercarbon** folgende zwar kleine, doch typische Fauna nachweisen (vergl. hierzu auch S. 24 [108]:

Doliolina Verbeeki GEIN.	*Fusulina* spec.
„ *craticulifera* SCHW.	*Bigenerina sumatrensis* nov. spec.
Sumatrina Annae nov. gen. nov. spec.	*Lonsdaleia Frechi* nov. spec.
Fusulina granum avenae F. R. (selten)	„ *Fennemai* nov. spec.

1) Lethaea palaeozoica. II. 2. pag. 390 f.

2) G. FLIEGEL in Palaeontographica. Bd 48. 1901. pag. 91 f.

3) TSCHERNYSCHEW, Die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und Timan (Mém. Comité Géol. XVI. 1902. pag. 729).

4) In der von VERBEEK stammenden, in Breslau befindlichen grossen Sammlung von Sumatra-Carbon-Petrefakten, welche als Fundort lediglich die Bezeichnung „Padang" tragen, unterscheiden sich die Fossilien der oberen Stufe von jener der mittleren durchgehends durch die Farbe, diese sind schwarzgrau, jene hell-gelblichgrau. Hierauf macht bereits VERBEEK l. c. pag. 240 aufmerksam.

5) F. RÖMER, Ueber eine Kohlenkalkfauna von der Westküste von Sumatra (Palaeontographica 1881. XXVII. pag. 1).

6) WOODWARD, Notes on a collection of fossil shells etc. from Sumatra (Geological Magazine 1879).

Myriopora Verbeeki nov. gen. nov. spec.

„ nov. spec.

Stenopora cf. *chaetetiformis* WAAG. u. WENTZ.

Ausserdem einige, unbestimmbare Muscheldurchschnitte[1]).

Tabellarisch gestaltet sich also die Gliederung des Sumatraner Carbons etwa folgendermaassen; die Frage ist damit gefördert, aber noch nicht erschöpft:

		Normale Sedimente	Rifffacies	Fauna
Dyas		fehlt		
Oberes	Obercarbon	?	Kalkgräte des Ngalau Saribu-Gebirges etc.: Riffe	Doliolinen *Sumatrina* Korallen *Myriopora*
Mittleres		schwarzgraue Kalke des Bukit Bessi u. a.		Fusulinen Brachiopoden Gastropoden etc.
Unteres		Singkarak - Schichten. Kiesel- und Mergelschiefer		fossilleer
Untercarbon		fehlt		

Durch diese stratigraphisch wie paläontologisch sichergestellte Schichtenfolge wird nun weiter auch das Alter der in Ost-Asien weit verbreiteten Doliolinenkalke überhaupt festgelegt. SCHELLWIEN sucht neuerdings[2]) auf Grund eines FUTTERER'schen Profiles aus dem Semenow-Gebirge das dyadische Alter der Doliolinenkalke, welche bisher im Verbande mit anderen, versteinerungsführenden Schichten noch nirgends beobachtet waren, wahrscheinlich zu machen. Das oben mitgetheilte Profil vom Bukit Bessi widerlegt diese Ansicht und beweist einwandsfrei das obercarbonische Alter der Doliolinenkalke.

IV. Die basischen Massengesteine und ihr Verhältniss zu den postcarbonen Faltungen.

Jünger als der Granit und älter als die jungen Andesite, Basalte etc. ist eine vielgestaltige Gruppe basischer Massengesteine, welche VERBEEK als Diabasgruppe zusammenfasst: Diabase, Gabbros, Proterobase, Melaphyre etc. Es handelt sich meist um stark verwitterte Gesteine, welche fast stets als sogenannte Diabasschiefer auftreten und bei ihrer zumeist geringen räumlichen Ausdehnung im Landschaftsbilde sehr zurücktreten.

Für ihre Verbreitung ist es auffallend, dass sie sehr häufig an die Carbongebilde sich anschmiegen und nur verhältnissmässig selten mit diesen nichtvergesellschaftet auftreten.

1) Diese Fauna stimmt mit jener der Moulmein-Gruppe von Tennasserim vollständig überein, so dass auch dort, wie schon FRECH richtig bemerkte, oberstes Obercarbon vorliegt; cf. F. NÖTLING, Carboniferous Fossils from Tennasserim, Rec. Geol. Survey of India. Vol. 26. 1893. pag. 96.

2) E. SCHELLWIEN, Trias, Perm und Carbon in China. Schrift. d. Physik.-ökon. Ges. in Königsberg i. Pr. 1902. pag. 10 ff.

Sehr charakteristisch scheint es ferner zu sein, dass fast stets diese basischen Gesteine in langen schmalen Partieen auftreten, welche der Streichungsrichtung der präcarbonen Faltenzüge folgen.

Verbreitet sind diese Gesteine im S des Padanger Oberlandes, im Batang Hari-Gebiet; hier wie weiter nördlich charakterisiren sie die Barisan- und Singkarak-Kette. In der Marapalam-Kette, wo sie bisher unbekannt waren, konnte ich sie an 2 Stellen nachweisen, zunächst 2 Gänge im Batang Patang-Thal, sodann in grosser Verbreitung[1]) am Bukit Sangkar Ajam direct nördlich des Bongsu-Gebirges, das an der Grenze nur aus groben Diabasconglomeraten besteht. Dieser Nachweis ist insofern wichtig, als er zeigt, dass die Diabase auch der Marapalam-Kette nicht fehlen.

Neuerdings[2]) sind auch nördlich des Rokan kiri, also auf etwa 0° 40' n. Br. im Flussthale des Bat. Tibawan, eines linken Nebenflusses des Bat. Sumpur (Oberlauf des Rokan Kiri) Diabase beobachtet, die, wesentlich auf einer SSO—NNW gerichteten Linie stehend, das Miocän durchragen.

Weiter nördlich treten diese basischen Gesteine wieder in reicher Entfaltung auf, und sind besonders nördlich von Pajakomboh in mehreren O—W(!) gerichteten Partien beobachtet.

Nach Angabe von CARTHAUS[3]) ist der Kalabu nicht ein Vulkan, sondern besteht am Gipfel aus „sehr alten Porphyr- oder Diabasgesteinen (conglomeratische Tuffe"). Weiter unten stellen sich Diabase, Gabbros und Melaphyre ein. Die conglomeratischen Tuffe bilden einen stundenlangen Zug vom Gipfel des Kalabu nach W hin. Also auch hier haben wir die bereits oben vermerkte O—W-Richtung.

Im Tapanuli-Bogen sind sie bisher nur aus dem südlichen Theile bekannt und sind hier nicht sehr reichlich in einigen dem Streichen der alten Ketten parallelen, langen, schmalen Zonen vorhanden. Dass sie auch weiter im N nicht völlig fehlen, zeigt ihr Auftreten bei Tampat Tuan in West-Atjeh unter $3\frac{1}{2}°$ n. Br.

Wir werden nicht fehl gehen, wenn wir die Intrusion dieser Gesteine mit einer Faltung in Beziehung setzen. Der Rumpf des alten präcarbonen Hochgebirges wurde (wahrscheinlich in derselben ONO/NO-Richtung) noch einmal zusammengeschoben; der Erfolg war aber keine Faltung oder Verstärkung der alten Faltung, sondern der alte Rumpf war starr und die alten Falten platzten auf: hier wurde das diabasische Magma intrudirt, so dass also die Intrusionen dem Streichen der Ketten folgen. In der Beugung des Padanger Bogens trat, da hier die Schubrichtung schräg zum Streichen der abgebogenen Ketten verlief, eine stärkere Zertrümmerung in zum Streichen der Falten schräg gestellter Richtung ein, und dem entspricht der andere, d. h. O—W gestellte Verlauf der Diabaspartieen.

Die so auffallende Vergesellschaftung mit den obercarbonen Kalkklötzen erklärt sich wohl daraus, dass in Folge des enormen Druckes der Kalkklötze auf die Unterlage die Auslösung der Spannung, d. h. die Bildung von Bruchspalten gern in nächster Nähe der Kalkgräte erfolgte. Die Kalkklötze selbst wurden durch die Faltung, wie bereits oben S. 22 [106] ausgeführt ist, nur als Ganzes unregelmässig dislocirt, häufig mit Stauchung der randlichen Theile der Kalkklötze. Unter diesen Verhältnissen erscheint es wohl möglich, dass sich beim Schub unter den lastenden Kalkzügen Zerrungsspalten in der Unterlage bildeten.

1) Durch die schwere, selbst durch Fusspfade kaum erschlossene Urwaldbedeckung ist dies bedeutende aber unzugängliche Gebiet den unter VERBEEK aufnehmenden Bergingenieuren begreiflicher Weise entgangen.

2) NEEB a. a. O.

3) E. CARTHAUS, Ueber Goldlagerstätten in Niederländisch-Indien, nebst Beobachtungen über den Aufbau des Gebirges im Flussgebiete des oberen Gadis (Sumatra). Briefl. Mittheil. Tijdschr. v. h. Nederl. aardrijksk. Genootschap. Ser. II. 19. 1902. pag. 581 f., bes. 584.

Es bleibt die Feststellung des **Alters.** Nach ihrem Auftreten lässt sich nur so viel sicher sagen, dass die Diabase jünger sind als obercarbon, älter als eocän. Sie stehen wohl sicher mit einer Periode der Gebirgsbildung in naher Beziehung, aber wann fand dieselbe statt? Die einzige Antwort auf diese Frage giebt das 1898 von mir in Ober-Kwalu (Residentschaft Sumatras Ostküste) gefundene Triasprofil[1]): hier haben wir dunkle, stark gefaltete Kalke (Obercarbon?) als Kern einer isoclinalen NW—SO streichenden Falte von Sedimenten der oberen Trias, das Ganze überlagert von O—W streichendem, flach nördlich einfallenden Eocän. Es handelt sich hierbei darum, ob 1a) die Kalke, was am wahrscheinlichsten ist, obercarbonisch sind oder b) vielleicht der malaiischen Formation angehören; sodann ob die Kalke, wenn sie obercarbonisch sind, 2a) zur Zeit der oberen Trias bereits gefaltet waren oder b) erst mit den etwa 700 m mächtigen Triassedimenten zusammen gefaltet wurden. Die energische Faltung der in weiche Thone eingebetteten harten Kalke spricht für den erstgenannten Fall, obwohl es immerhin nicht ausgeschlossen ist, dass die stark gefalteten Kalke den gestauchten Faltenkern der isoclinalen Triasfalte darstellen könnten.

Auf der definitiven Entscheidung[2]) dieser Frage beruht die Altersbestimmung der Diabase[3]). Verbeek war das Vorhandensein von Trias auf Sumatra und damit der sicheren, jungmesozoischen Faltung noch unbekannt, also stellt er die Diabase noch ins Palaeozoicum[4]).

Für uns ergeben sich folgende Möglichkeiten:

1) Es fand zwischen Obercarbon und Eocän nur eine (posttriadische, vielleicht cretaceische) Gebirgsbildung statt; dann sind die Diabase mesozoisch!

2) Es fand — was der wahrscheinlichere Fall ist — abgesehen von der posttriadischen Faltung, noch eine prätriadische Gebirgsbildung statt, dann können die Diabase entweder a) prätriadisch oder b) posttriadisch sein; wahrscheinlicher wäre ersteres, und die posttriadische Faltung hätte den dann bereits zweimal gefalteten Gebirgsrumpf als starre Masse, die ihr als Widerlager diente, vorgefunden, ohne irgendwelchen erkennbaren Einfluss auf sie auszuüben.

V. Die Trias[5]).

Im Hinterlande der Ostküste Sumatras, am oberen Kwalu, fand ich 1898 sehr mächtige Thone und Sandsteine; nach ihrem Fossilinhalt ergab sich für die Thone Raibler Alter, während die Sandsteine etwas jünger sind.

Diese Trias-Sedimente sind gefaltet und liegen discordant auf gefalteten Kalken des Obercarbons (?). Ihre Mächtigkeit (600—800 m) lässt auf weite Verbreitung an des Ostküste Sumatras schliessen.

Da die Trias von Eocän discordant überlagert wird, ist die Gebirgsbildung, welche sie in Falten legte, jungmesozoisch.

1) Volz, l. c. pag. 20 ff.

2) Sicher zu entscheiden ist diese Frage nur durch ausgedehntere Aufnahmen im Gebiete des Sumatraner Trias, die das Verhältniss zwischen Carbon und Trias auf weitere Entfernung klären.

3) Obwohl zur Zeit unter den Massengesteinen Sumatras solche, die sicher mesozoisches Alter haben, anstehend noch nicht bekannt sind, ist es doch sehr wahrscheinlich, dass spätere Untersuchungen noch solche kennen lehren, wie dies für Borneo bereits geschehen. Ich fand im Eocänconglomerat des Sello-Thales Andesitgerölle, die also sicher prä-eocän sind; leider konnte ich nicht constatiren, wo sie anstehen.

4) „En onze diabazen zullen dus wel waarschijnlijk ook spoedig na afzetting van de kolenkalk“ (d. h. Obercarbon) „ter eruptie gekommen zijn“, l. c. pag. 270.

5) Vergl. W. Volz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. pag. 16 f.

VI. Das Tertiär.

1. Die Gliederung des Tertiärs.

Es würde zu weit führen, hier specieller auf die Gliederung des Tertiärs einzugehen; es seien daher der Besprechung der Lagerungsverhältnisse nur einige orientirende Vorbemerkungen[1]) vorangeschickt.

Das Tertiär spielt auf Sumatra, vor allem aber auf Java eine sehr bedeutende Rolle. Es gliedert sich in 2 discordant einander überlagernde Abtheilungen, deren untere von den holländischen Bergingenieuren kurz als Eocän, deren obere als Miocän bezeichnet wird, besser wären die Ausdrücke Paläogen und Neogen, da vor allem die obere Miocän + Pliocän umfassen dürfte. Die geologisch wichtigste Scheidung zwischen beiden liegt bei den intratertiären Massenergüssen, indem das Neogen über weite Strecken im Wesentlichen aus deren aufgearbeitetem Material besteht.

A. Das Paläogen lässt sich in 2 Stufen gliedern:

I. eine untere Conglomeratstufe, deren Sedimente nach oben allmählich immer feiner werden:

II. eine obere Kohlenstufe, welche durch Führung werthvoller Kohlenflötze charakterisirt wird.

Marine Sedimente, welche sowohl in Borneo, als auch in Java häufiger vorkommen, fehlen dem Sumatraner Eocän.

Die untere Stufe welche uns von einer grossartigen Transgression des ältesten Tertiärmeeres Kenntniss giebt, ist am weitesten verbreitet; ihre Mächtigkeit beträgt bis 500 m und darüber.

Ausgedehnt ist ihre Verbreitung an der Westküste. Vom grossen Ombilien-Kohlenfeld über das Thal von Bua und das Bongsu-Gebirge bei Fort van der Capellen erstreckt sie sich bis in das Oberland des Kampar und Rokan und weiterhin zur Küste bei Natal und Siboga. Der Zusammenhang ist hier wohl sicher nur durch Denudation und Dislocationen gestört.

Die obere Stufe ist nicht so verbreitet, aber wichtiger; denn sie ist es, die im Wesentlichen die werthvollen Kohlen führt. Sie ist meist in Sandsteinfacies ausgebildet und ist bis etwa 600 m mächtig. In ihrer Verbreitung kommt sie mit der unteren Stufe, welche sie concordant überlagert, überein.

Bei Fort van der Capellen konnte ich folgende Gliederung des Eocäns durchführen:

II. feine Sandsteine, Thone etc. mit Kohlenflötzen: Telaga Gunung-Schichten = oberes Eocän;

Ib. feine Thon- und Mergelschiefer: Kubang Landai-Schichten = oberes Untereocän;

Ia. grobe Conglomerate und Sandsteine, nach oben feiner werdend: Bongsu-Sandstein = unteres Untereocän.

In Süd-Sumatra sind beide Stufen nicht sehr reichlich erschlossen; es scheint, dass sie fast allenthalben durch das Neogen verdeckt sind.

Verbeek fand die untere Stufe am Seputi-Flusse in der Nähe von Telok Betong.

Ich konnte die obere Stufe, kohlenführend, am oberen Rawas nachweisen.

Auch in Ost-Sumatra fehlt das Eocän nicht; in Ober-Kwalu fand ich es mächtig entwickelt.

1) Vergl. Volz, l. c. pag. 11—14.

B. Das Neogen. Das Paläogen wird von einem mächtigen Complex meist feinerer Sedimente discordant überlagert, welche VERBEEK in West-Sumatra noch zum Eocän als Eocän III und IV rechnet, welche aber, wie MARTIN nachwies, dem Miocän bereits angehören.

Die untere, etwa 500 m mächtige Stufe (= Eocän III VERBEEK) tritt im Ombilien-Becken fossilführend auf. Ihr rechnet FENNEMA auch ausgedehnte Gebiete weicher, fossilleerer Mergelgesteine zu, welche im Gebiet des Kapur Gadang, Kampar und Rokan kiri aufgeschlossen sind.

Die obere Stufe, die Orbitoiden-führende Kalkstufe, ist an der Westküste nur an wenigen Stellen und wenig mächtig bekannt, in Süd-Sumatra dagegen weiter verbreitet (in einer Mächtigkeit von ca. 300 m).

Auch das untere Miocän ist fossilführend aus Süd-Sumatra von VERBEEK beschrieben.

TOBLER[1]) giebt soeben folgende Gliederung des Süd-Sumatraner Neogens:

Oberpliocän: submarine Tuffe und Sandsteine mit äusserst zahlreichen Quarzkryställchen;
Mittelpliocän: oberes Braunkohlenflötzpaket;
sehr weicher Schiefersandsein, braune und blaugrüne Letten;
mittleres Braunkohlenflötzpaket;
sandiger Schieferthon;
unteres Braunkohlenflötzpaket;
Unterpliocän: Letten, Schieferthone, feine Sandsteine ohne Flötze, mit marinen Fossilien;
Miocän (oder Eogen = Eocän IV VERBEEK):
südlich vom Rambang: a) Stinkkalk von Batu Radja,
b) Korallenkalk mit Orbitoiden von Batu Radja;
nördlich vom Rambang: Schieferthon und Sandsteinformation mit Kalkbänken von Gumai und Bengkulen.

Das Neogen der Ostküste Sumatras ist trotz seiner Wichtigkeit noch sehr unbekannt.

2. Die intratertiären Ergusssteine.

Neogen und Paläogen folgen auf Sumatra nicht unmittelbar auf einander, sondern durch eine Discordanz getrennt. Das Paläogen ist dislocirt; aber diese Dislocirung ist im Allgemeinen nicht sehr erheblich und nimmt nirgends den Charakter einer bedeutenderen Faltung an, so dass das Neogen stark gefaltetem Eocän angelagert wäre. Die Dislocationen beschränken sich vielmehr zumeist auf ungleiche Verticalbewegungen, deren Ausmaass auf Sumatra nicht sehr beträchtlich gewesen zu sein scheint. Ergüsse andesitischen Magmas begleiten die Verschiebungen. Diese „alten Andesite" bilden längere oder kürzere Bergrücken und Berge ohne die typische Vulkankegelform, ohne Krater: es scheint sich um Massenergüsse gehandelt zu haben. Von VERBEEK[2]) wurde auf den Zusammenhang von der Gebirgsbildung und den Ergüssen aufmerksam gemacht:

„Aan het einde van den eoceenen tijd moet weder eene groote opheffing plaats gehad hebben, ... Merkwaardigerwijze valt ook de eruptie van den ouden Augietandesiet ...... eveneens aan het einde van den eoceenen tijd. Een verband tusschen die twee gebeurtenissen is hier niet te ontkennen. Ik vat dit zoo op, dat dezelfde plooiingen, die de Padangsche Bovenlanden boven de oppervlakte der zee verhieven, ook de groote lengtescheur deden ontstaan, waarlangs de oude Augietandesiet uittrad."

1) A. TOBLER, Einige Notizen zur Geologie von Süd-Sumatra. Verh. d. naturf. Ges. in Basel. XV. 1903. pag. 275 ff.
2) VERBEEK, a. a. O. pag. 546.

Verbeek nimmt an, dass der alte Andesit auf einer grossen Längsspalte zu Tage getreten, welche von der Südspitze Süd-Sumatras bis über Padang hinaus aufgerissen sei. Ich kann diese Auffassung ebensowenig theilen, wie jene, dass die jungen Vulkane auf einer von Querspalten gekreuzten Längsspalte stehen.

Dass die Massenergüsse des alten Andesites auf langen, in Folge erneuter Gebirgsbildung entstandenen Spalten und Verwerfungen zu Tage getreten sind, erscheint auch mir unabweislich; aber diese Verwerfungen haben unter einander keinen Zusammenhang; sie bilden nicht eine Längsspalte, gehören auch nicht zu einer einheitlichen Längsspalte, sondern die Massenergüsse traten unabhängig von einander auf Verwerfungen des hie und da zerberstenden Gebirgsrumpfes auf. Diese Verwerfungen springen zum Theil bei den altquartären Dislokationen weiter. Gegen die Verbeek'sche Auffassung spricht unter anderem auch die Verbreitung der alten Andesite, welche sich als viel beträchtlicher herausstellt, als Verbeek annahm. Abgesehen von den Andesitzügen des südsumatranischen Barisan-Gebirges und seines westlichen Vorlandes, konnte ich im nördlichen Vorlande, im Ulu Rawas-Gebiet[1]), sehr reichlich gleichartige Massengesteine nachweisen, ebenso treten sie in beträchtlicher Erstreckung auch im Hinterlande der Ostküste, in Ober-Kwalu, auf.



Fig. 3. Bukit Kandis (Zuikerbrood), isolirte Andesitkuppe bei Bengkulen.

Während die alten Andesite auf der Westküste sehr untergeordnet sind, spielen sie in Süd-Sumatra eine grössere Rolle.

Vom Vlakkenhoek bis fast zum Ranau-See zieht der Bukit Sawah, ein Andesitrücken von etwa 135 km Länge und etwa 10—12 km Breite. Auch die ihm vorgelagerte Insel Tabuan in der Semangka-Bai besteht aus Andesit. Die Spalte scheint sich als junge Verwerfungsspalte weiter fortzusetzen.

Der Vulkan Kaba steht auf einem Einbruchsfeld, das im NO und SW von alten Massenergüssen gerahmt wird, welche als 150 bezw. 100 km lange Rücken in NW—WNW- zu SO—OSO-licher Richtung dahinziehen.

Ein weiterer Zug alten Andesites befindet sich im Hinterlande von Moka-Moka. Er zieht in NNW-licher Richtung gegen Korintji hin.

Für dieses lange Stück kann man mit einigen Abänderungen in folgender Form die Verbeek-sche Auffassung gelten lassen:

Die Ergussspalten des „alten Andesites" sind bei den altquartären Dislokationen weiter gesprungen und haben sich dadurch zu zwei annähernd parallelen, annähernd NW—SO-lichen Bruchlinien vereinigt, zwischen denen ein langer Graben eingebrochen ist, in dem nun die jungen Vulkane stehen. Dies scheint in kurzen Worten der grosse tectonische Charakter Süd-Sumatras zu sein. Das Ereigniss aber gehört der quartären Zeit an.

Tobler will neuerdings diese Süd-Sumatraner „alten Andesite" grossentheils ins Alt-Quartär hinter die grosse Faltungsperiode legen; für den Serillo ist ihm der directe Nachweis gelungen, für

1) Diese Massengesteine scheinen im östlichen Vorlande des Barisan-Gebirges eine erhebliche Rolle zu spielen. Vom Gipfel des Kaba aus sah ich die charakteristischen Buckel in grösserer Anzahl im Vorlande.

die meisten Andesite des Barisan-Gebirges hingegen erscheint die Annahme nicht ohne Weiteres angängig, obwohl der erwähnte nahe Verband von Andesiteffusivspalten mit jungen, altquartären Brüchen nicht nur in Süd-Sumatra, sondern auch an der Westküste vielleicht dafür zu sprechen scheint.

Sollte sich indess die Richtigkeit der Tobler'schen Ansicht herausstellen, so hätten wir die interessante Thatsache diluvialer Massenergüsse. Wahrscheinlich handelt es sich überhaupt bei den „alten" Andesiten um Gesteine sehr verschiedenen Alters, deren Effusion (am Schlusse des Mesozoikums beginnend?) durch das ganze Känozoikum stattfand.

An der Westküste sind, abgesehen von den Vorkommen bei Padang, nur zwei Rücken von Wichtigkeit, der bereits erwähnte, ca. 120 km lange Zug, welcher von der Insel Musala in der Bai von Tapanuli aus nach OSO hin zum Ankola-Thale sich erstreckt, südlich begleitet von zwei kleinen Parallelzügen, sowie der vom oberen Batang Hari von Lolo aus nach SO laufende, fast 40 km lange Rücken. In altquartärer Zeit sprang dieser Bruch weiter, der westliche Flügel sank in die Tiefe, und auf dem Abbruch steht die Reihe der diluvialen Barisan-Vulkane.

Ueber die tektonische Bedeutung der alten Andesite auf der Ostküste ist Näheres wenig bekannt, aber wahrscheinlich stehen sie zu dem jungen Bruch[1]), welcher als Steilrand das Gebirge gegen O abschneidet, in inniger Beziehung.

Es sei schliesslich darauf hingewiesen, dass auch während des jungen Tertiärs die eruptive Thätigkeit nicht ganz aufhörte. In West-Sumatra entstanden einige Basaltvulkane, wie der Kulit manis, Atar etc., in Süd-Sumatra hat nach Tobler der Ulu Danau-Basalt wahrscheinlich mittelmiocänes Alter, während im Oberpliocän saure Massengesteine zum Ausbruch kamen. Derartige Massengesteine sind unter anderem in den Battakländern weit verbreitet und nähere vergleichende Untersuchungen werden hier sicher noch interessante Resultate zu Tage fördern.

3. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs.

Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs, die Discordanz, welche fast allenthalben zwischen Paläogen und Neogen zu beobachten ist, weisen darauf hin, dass Sumatra tektonisch auch während des Tertiärs nicht zur Ruhe kam, aber der Höhepunkt der Gebirgsbildung fällt an das Ende der Tertiärperiode.

Am Beginn des Eocäns war Sumatra ein flaches Hügelland, etwa vom Charakter des heutigen Norddeutschland mit seinen diluvialen Hügelzügen. Von Osten her kam die Transgression, und es scheint, dass der (heute von Vulkanen gekrönte) westliche Theil der Westküste Sumatras aus dem tertiären Wasserspiegel herausragte.

Bei der Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Tertiärs möchte ich mich vor allem auf die besser bekannten Theile beschränken.

a) West-Sumatra.

Im Oberland des Rokan kiri ist das Paläogen nach den neuen Aufnahmen von E. A. Neeb in lange, NW—SO streichende Falten geworfen[2]). Die Profile zeigen bei einer durchschnittlichen Breite von 35 km 3—4 Faltenzüge.

1) Vergl. Volz, l. c. pag. 55.
2) Vergl. auch unten die Beschreibung des Ulu Rawas-Gebietes in Süd-Sumatra.

Ob nicht mit dieser Faltung grosse Einbrüche Hand in Hand gehen — dafür würde die tiefe Lage des Tertiärs, dessen Höhen im Rokan kiri- und IV Kota-Gebiet nur 300—600 m betragen, sprechen — bleibt unerwiesen, ist aber wahrscheinlich.

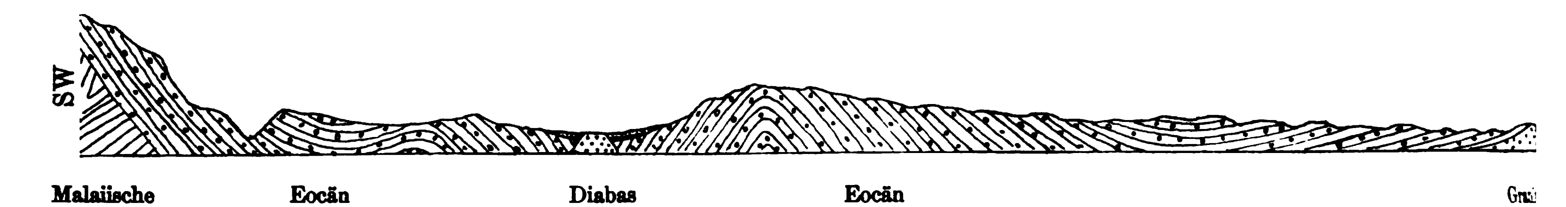


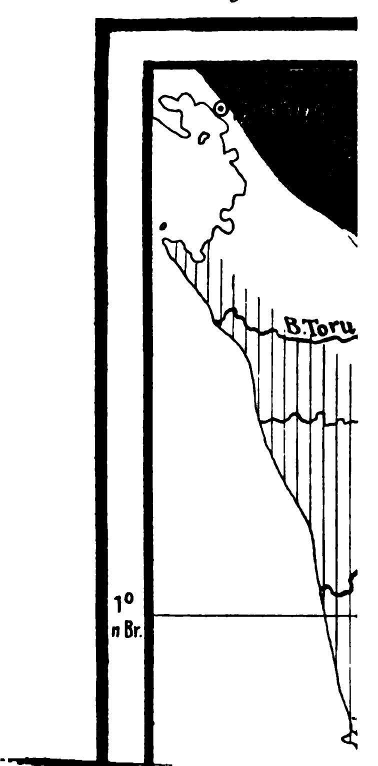
Fig. 4. Querprofil durch das Tertiär des Rokan kiri-Gebietes (Copie nach NEEB). 1:130000.

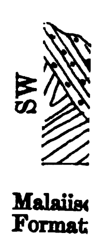
Das Eocän nördlich von Pajakomboh liegt fast söhlig und bricht in hohem Steilabsturze, der einer Verwerfung, dem N-Rande des Einbruchskessels des Sago, entspricht, nach S ab. Im Einbruchskessel selbst steht eine Anzahl kleiner Eocänkuppen, welche den rund 500 m über dem Meere gelegenen Boden um 50—100 m überragen. Sie vermitteln den Zusammenhang mit dem Eocän des Marapalam-Horstes; sie sind um ein Bedeutendes abgesunken, denn dies letztere erreicht z. B. am Puntjak Tamiang 1087 m Höhe und liegt in seiner unteren Grenze bei 800 m; es streicht hier SSO—NNW und fällt mit etwa 15° nach WSW ein.

Weiter im S war das Tertiär zwischen dem Thale von Bua und dem Singkarak-See ursprünglich im Zusammenhange. Die jetzige Lagerung des Tertiärs ist eine Folge grosser Abrutschungen von dem als Horst stehen gebliebenen Stücke der alten Marapalam-Kette. Dieser Horst wird herausgeschnitten durch den Grabenbruch des Thales von Bua und das Staffelbruchsystem des Bongsu-Gebirges.

Aber auch der Horst ist in sich zerbrochen. Das Thal des Sitangke-Flusses (vgl. Fig. 6) ist ein etwa 7 km langer und wenige hundert Meter breiter Grabenbruch im Granit. In diesen Graben ist das bedeckende Tertiär von beiden Seiten hinabgerutscht und bedeckt jetzt als langer, schmaler Streifen den Boden des Thales, während beiderseits die Thalhänge aus Granit bestehen, im NO hoch in der Höhe im Bukit Kasumba gekrönt von denselben Eocänbildungen (vgl. Taf. V, Fig. 1). Die feinen Conglomerate, Sandsteine und Thone des Tertiärs sind hierbei in intensivster Weise gefältelt, verbogen und zerknittert, und Fallen und Streichen der kleinen, aber intensiven Fältchen wechselt auf Schritt und Tritt.

Während das Eocän des Bukit Kasumba auf der Höhe des Granites noch annähernd horizontal liegt, schiesst es nur wenig südöstlich am Ausgange des Thales von Sitangke fast saiger gestellt gegen das Thal von Bua ein. Dieselbe Einfallrichtung behält es auch weiterhin bei, dreht dann aber am Kumanis-Flusse scharf in südlichen Einfall um, der Gestalt des Horstes folgend, geht dann mit demselben wieder nach O und am Südrande des Horstes nach S (vergl. die beifolgende Karte Fig. 6): es fällt das Tertiär also in Hinsicht auf den Horst quaquaversal! Das entspricht dem Bilde der Abrutschung nach allen Seiten (hier nach O, S, W). Auch auf der gegenüberliegenden Seite des Thales von Bua wiederholt sich dasselbe Bild: das Tertiär ist in den Graben abgerutscht, zum Theil unter Bildung von Rutschfalten (so z. B. am Einflusse des Sumpur in den Ombilin-Fluss).


B.Toru
1°
n Br.



Malaiis
Format

Ueber das Alter dieser Abrutschung erhalten wir dadurch Aufschluss, dass vulkanisches Material vom Sago bis in die Gegend von Tandjong Ampalu hin das Tertiär bedeckt. Da der Sago bereits diluvial ist, erfolgte der Einbruch des Grabens von Bua auf der Grenze von Tertiär und Diluvium.

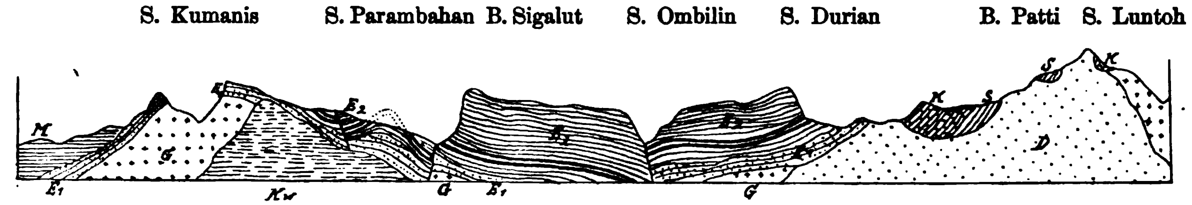


Fig. 5. Profil durch das Ombilin-Kohlenfeld von N nach S (in einer gebogenen Linie vom Kumanis-Thale nach Luntoh; Copie nach VERBEEK, Westküste, Fig. 19). S = Schiefer der malaiischen Formation; G = Granit; Kw = Quarzporphyr; K = Obercarbon; D = Diabas; E_1 = unteres Eocän; E_2 = oberes Eocän; M = Miocän. 1 : 150000.

Schliesslich sehen wir dieselbe Erscheinung im ganzen grossen Tertiärbecken des Ombilin-Feldes wiederkehren: das Tertiär fällt vom alten Gebirge fort. Das ganze Ombilin-Feld ist ein grosses Einbruchsgebiet, in welches hinein das Tertiär abgerutscht ist. Dass dies nicht ohne gewaltige Verwerfungen und Stauchungen vor sich gegangen ist, zeigt das vorstehende Profil (Fig. 5). Und wenn der Charakter als Einbruchsgebiet morphologisch in der Landschaft nicht ohne weiteres klar zum Ausdruck kommt, wenn die höchsten Tertiärrücken in diesem Gebiete immerhin noch Höhen von 500—600 m und darüber erreichen, so liegt das an der ungeheuren Mächtigkeit der Tertiärgebilde; die Flusseinschnitte stehen bei 150 m Meereshöhe und darunter immer noch im Tertiär, das doch in gleichem Niveau mit dem, einem 800 m hohen Schieferrücken aufsitzenden Eocän des Puntjak Tamiang gebildet sein muss.

In seinem nördlichen Theile wird das Becken durch den Granithorst von Atar (den Kern der Marapalam-Kette) in zwei Arme getheilt, den oben besprochenen Graben von Bua und den Staffelbruch des Bongsu-Gebirges im NO des Singkarak-Sees.

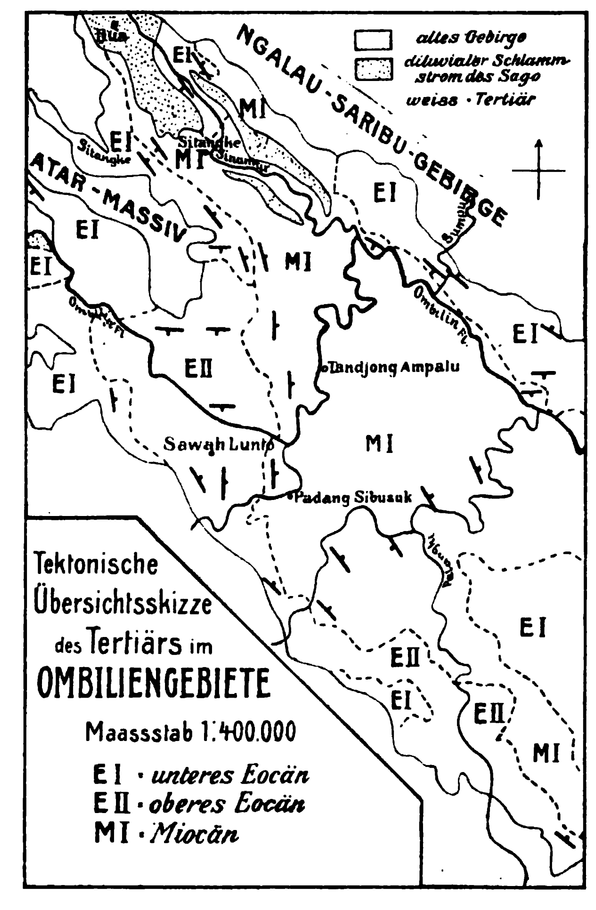


Fig. 6.

Der Staffelbruch im NO des Singkarak-Sees.

Das Bongsu-Gebirge östlich von Fort van der Capellen stellt sich dem Beschauer, von W her gesehen, als eine hohe, jähe Mauer dar. Es culminirt im N im Bukit Bongsu mit 923 m, senkt sich in einer Reihe von steilen Thürmen nach S bis zu einer Höhe von 591 m und steigt dann

allmählich zu einem Plateaurand von 600—650 m Höhe auf (vgl. Karte Fig. 10 u. Taf. V 2). Der steilen Wand ist nach W zu ein breiter Schuttgürtel vorgelegt, dessen Breite nach S, entsprechend der abnehmenden Höhe, geringer wird. Das Gebirge besteht aus groben Granitconglomeraten [1]), im nördlichen Theile gegen das Si Lambik-Thal aus Diabasconglomeraten. An ihrer Basis ausserordentlich grob, werden dieselben nach oben hin immer feiner und gehen allmählich in einen Sandstein über, der in seinen unteren Bänken ziemlich grobkörnig ist und nach oben hin immer feinkörniger wird.

Nach O zu senkt sich das Gebirge gegen den Thalgrund von Kubang Landai ziemlich sanft ab. Folgt man dem Schichteneinfalle in dieses Thal und durch das Thal nach O, so ändert sich die Ge-

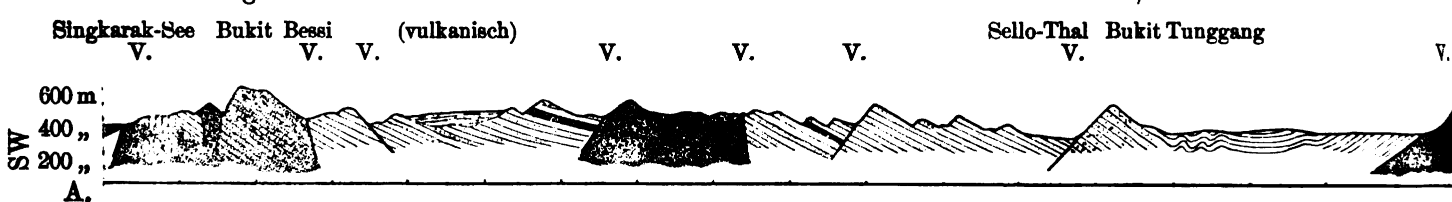


Fig. 7. Das grosse Staffelbruchsystem im NO des Singkarak-Sees. 1:100000. V. = Verwerfungen.

steinsbeschaffenheit. In den Sandsteinbänken finden sich als Zwischenmittel Einlagerungen dünner Thonbänkchen ein, die allmählich mächtiger und häufiger werden, so dass der gesammte Complex schliesslich aus Thonen und Schieferthonen besteht. Das Streichen der Bongsu-Sandsteine folgt der Richtung des Gebirgszuges und biegt sich mit demselben um, so dass es im N am Bukit Bongsu O—W ist mit südlichem Einfall. Es dreht in NO—SW-liches Streichen mit südöstlichem Einfall um; in der Nähe des Kampong Sambilan wird das Streichen söhlig; weiter südwestlich biegt es in NW—SO-Richtung mit südwestlichem Einfall um; hier ist eine Falte; ein wenig weiter ist bei gleichem Streichen das Einfallen nordöstlich. Dies Streichen und Einfallen bleibt bis zum Dorf Saruasso im Wesentlichen gleich und findet sich auch jenseits der grossen Strasse im Bukit Si Tunggang und Bukit Putus wieder, biegt dann im Bukit Pagias in O—W-Richtung mit nördlichem Einfall um. Im Thalkessel von Kubang Landai ist das Einfallen im Allgemeinen flach westlich. Südlich der grossen Strasse Saruasso—Si Tangke ist die Lagerung gestörter. Bei Tambang Gadang stehen mürbe, braune Sandsteine an, die N 30 W streichen und 50° SW einfallen. Weiter oben lenkt das Streichen in nordöstliche Richtung um, während der Fall 25-40° nach NW ist. Am Bukit Si Tunggang streicht der Sandstein N 30 W und fällt mit 20° nach NO, so dass die Steilheit seines Einfallens derjenigen des Bongsu-Gebirges entspricht.

Wir haben es also bei diesem Gebirgszuge mit einem grossen, trichterförmigen Einbruche zu thun. Das Thal von Kubang Landai, Kota Tengah und Tandjong Barulak bilden einen Einbruchskessel. Es fand hier augenscheinlich eine Rutschung des Tertiärs nach SW statt. Das ganze Eocän hier stand ehemals im Zusammenhange mit dem Eocän des Thales von Bua, und wie dieses nach O abgesunken und gestaucht ist, so ist jenes, während die Mitte (Telaga Gunung-Scholle) einbrach und versank, auf schiefer, vom Granit des Atar-Horstes gebildeter Fläche nach SW abgerutscht, wobei gleichzeitig der vordere Rand sich aufbog und die Mitte sich zusammenschob.

1) Sehr eigenartig ist die Verwitterungsform dieser groben Conglomerate. Die Zersetzung geht an den Rändern der oft mehrere Cubikmeter Inhalt fassenden groben Gerölle ins Innere hinein, so dass allmählich um diese grossen, eingelagerten Blöcke das Cement herauswittert; die Folge davon ist, dass die Blöcke, ihres Haltes beraubt, zu Thale gehen und in der Wand grosse, leere Nischen zurücklassen. (Vergl. die beifolgende Abbildung Taf. V, Fig. 2.)

Interessant ist hierbei die Beobachtung, dass der Wechsel aus dem NO—SW- in das NW—SO-Streichen durch söhlige Lagerung erfolgt. Der steile Rand des Gebirgszuges ist die Verwerfungsfläche, an welcher die südwestlich anschliessende zweite Staffel in die Tiefe gegangen ist. Ueber das Alter des Bruches und der Rutschung vergl. S. 38 [122].

Im SW schliesst sich die Staffel von Telaga Gunung an; zwischen beiden sind einige kleine Keilschollen zu beobachten: eine westlich von Saruasso, in der Flussbiegung des Sello am grossen Wege: es sind weiche, feine, thonige Sandsteine (Kubang Landai-Schichten), die fast söhlig liegen; eine andere befindet sich südlich des Bukit Pagias bei Padang Ganting.

Die Telaga Gunung-Staffel, die südlich von Fort van der Capellen beginnt und sich zwischen Sello- und Ombilin-Fluss hinzieht, gliedert sich durch mehrere Verwerfungen von



Fig. 8. Die Schichtenverbiegung der Eocänconglomerate am Aussenrande des Bongsu-Gebirges, von SW her gesehen. Blick auf die Steilwand des Bruches.

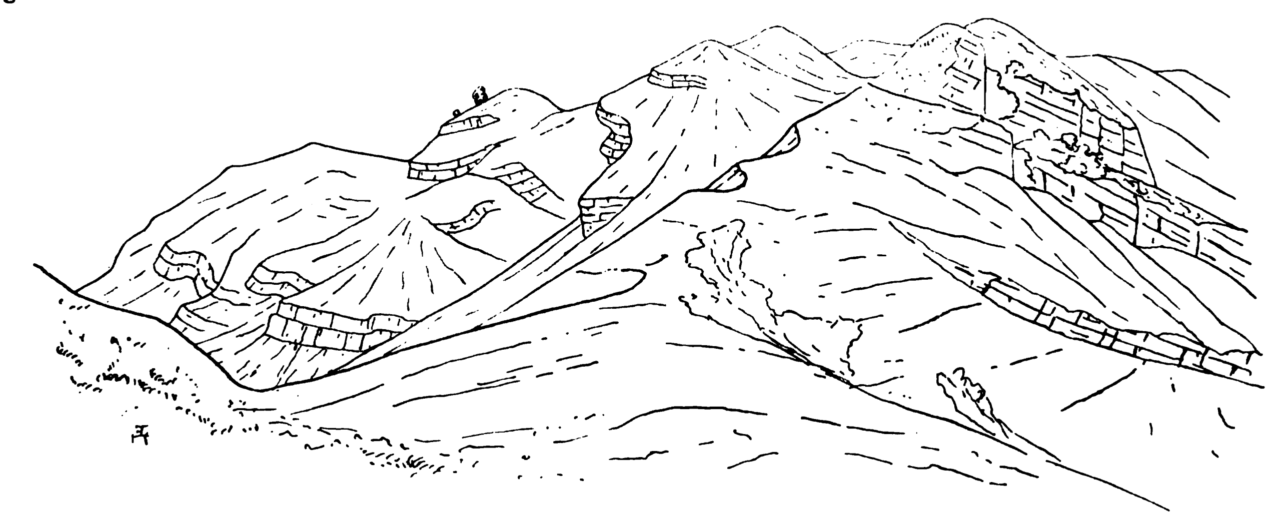
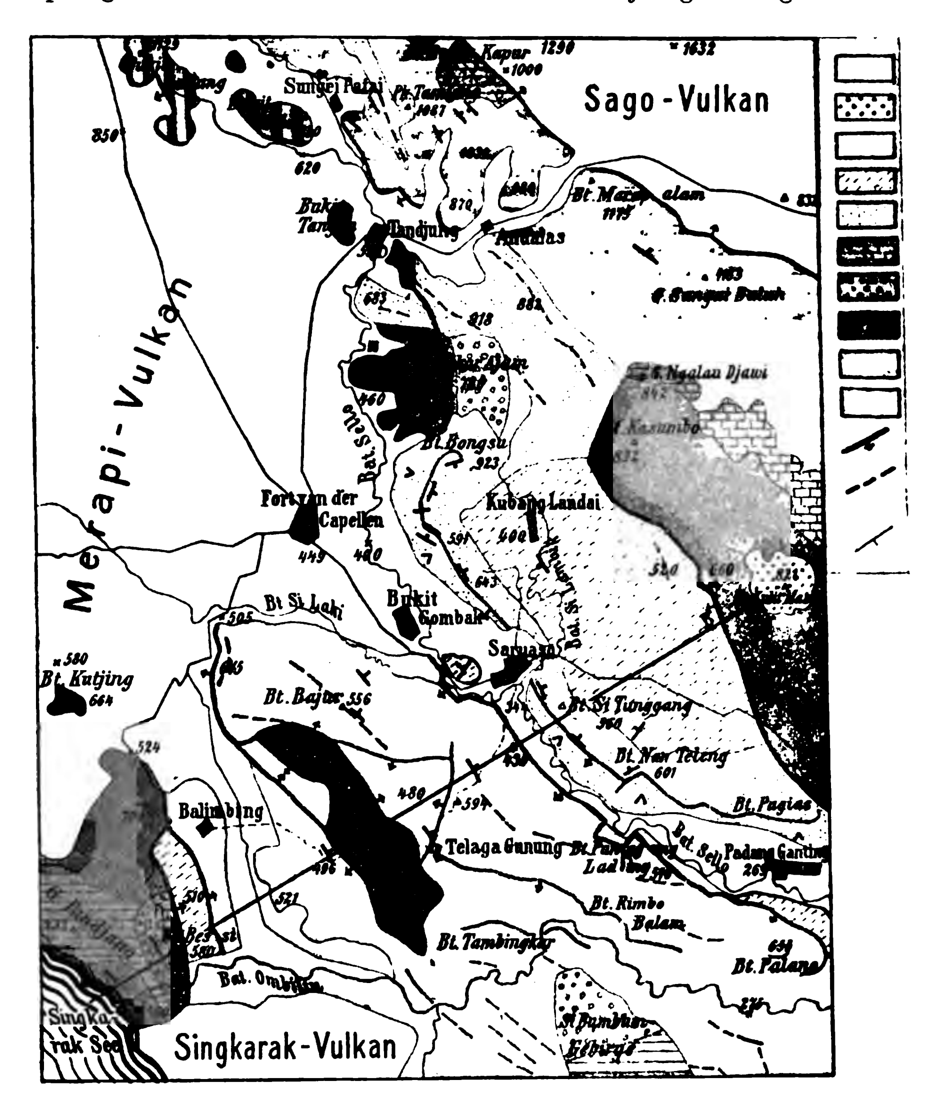


Fig. 9. Die Schichtenverbiegung der Eocänconglomerate des Bongsu-Gebirges, von NO her gesehen, von der flach geneigten Scholle gegen den Bruch hin.

kleinerem Ausmaass wiederum in einige schmälere Stücke, welche durch die begrenzenden Staffelwände ihre Schollennatur bekunden (vergl. die Karte Fig. 10 auf S. 38 [122].

Der Schichtencomplex, welcher das Gebirge zusammensetzt (oberes Eocän = Telaga Gunung-Schichten = Eocän II VERBEEK), besteht aus feineren Sedimenten. Es sind meist thonige, dünn-

blätterige Sandsteine, Thone, Schieferthone, auch Letten, gelegentlich sind Pechkohlen eingeschaltet. Vielfach findet sich in Bruchstücken fossiles Holz in den Schichten. Das Streichen ist im Allgemeinen NW—SO. Bei Telaga Gunung ist es N 10 W, das Einfallen sehr flach mit 5—20° nach NO. Kurz südwestlich von Telaga Gunung liegt der SW-Rand dieser Staffel, die am Granit abgesunken ist. Im tief eingeschnittenen Thale des oberen Ulu Putus kann man die Grenze von Granit und Eocän an der Steilwand des Thales senkrecht in die Tiefe sehr deutlich etwa 30 m verfolgen. Der Granit ist als Horst stehen geblieben. Die Sprunghöhe der Verwerfung muss recht beträchtlich sein, etwa gleich der Mächtigkeit des mehrere hundert Meter messenden Eocäns, während die Sprunghöhe des Sello-Bruches nur etwa die Hälfte beträgt. Im SW ist der Granit wiederum durch einen NW—SO verlaufenden Sprung begrenzt, an welchem das obere Eocän in die Tiefe gesunken ist. Vom unteren Eocän wird das obere durch einen weiteren Staffelbruch getrennt. Ein mehr NNW—SSO verlaufender Sprung schliesslich schneidet das Bukit Pandjang-Gebirge im O ab. Die letzte Staffelverwerfung



Quartär und Vulkane.
Jung-tertiäre Vulkane.
Eocän II, Telaga Gunung-Schichten.
Eocän I, obere, Kubang Landai-Schichten.
Eocän I, untere, Bongsu-Schichten.
Ober-Carbon l. Singkarak-Schichten, r. Riffkalk.
Diabas und Gabbro.
Granit.
Obere } malaiische Formation.
Untere }
Verwerfungen; der Pfeil bezeichnet den abgesunkenen Flügel.
Morphologische Bergketten d. Tertiär.
Streichen der Schichten.

Fig. 10. Der Staffelbruch im NO des Singkarak Sees. Maassstab 1:150000.

bildet die NO-Küste des Singkarak-Sees, so dass wir es in dem besprochenen Eocängebiete mit einem complicirten Staffelbruchsystem zu thun haben (vgl. die nebenstehende Karte).

Das Alter dieses Bruchsystems. Der Singkarak-Vulkan, dessen Reste östlich des Singkarak-Sees erhalten sind, ist durch den letztgenannten Bruch annähernd halbirt, seine W-Hälfte

ist in die Tiefe gesunken. Die Thatsache, dass der Singkarak-See durch seitlichen Einbruch des Singkarak-Vulkans entstanden ist, bemerkte schon VERBEEK, doch ohne des Staffelbruches und des inneren Zusammenhanges des Einbruches mit diesem zu erwähnen. Es ist also der Bruch jünger als der Singkarak-Vulkan. Da dieser, nach seinen vorhandenen Resten zu schliessen, gleiches Alter mit dem Manindjau-Vulkane hat, also diluvial ist, so dürfte der Bruch höchstens jüngst-diluvial sein. Es entsteht also die Frage: Ist dieser Bruch (der O-Rand des Singkarak-Grabens) gleich alt mit dem anschliessenden Staffelbruche oder ist er jünger?

Der Staffelbruch ist älter als der Merapi, denn im Thale des Sello, d. h. der älteres und jüngeres Eocän trennenden Spalte südlich Saruasso, sowie bei Padang Ganting liegt vulkanisches Material des Merapi in einer Höhe von 30—40 m über dem heutigen Flussspiegel; das Material gehört aller Wahrscheinlichkeit nach dem alten, jetzt toten Krater des Merapi an. Daraus ergiebt sich ein Anhaltspunkt für das Mindestalter des Staffelbruchsystems: älter als der Merapi. Dieser ist, wie weiter unten ausgeführt wird, altalluvial. Nun ist es aber nicht nothwendig, dass der Singkarak-Graben und der Staffelbruch gleich alt sein müssen. Im Gegentheil ist es sehr wohl möglich, dass zugleich mit dem Abrutschen des Tertiärs in das Thal von Bua, das an der Grenze von Tertiär und Diluvium erfolgte, auch der Staffelbruch entstand. Dasjenige, was aber doch für ein jugendliches Alter des Staffelbruches spricht, ist die Thatsache, dass nur diese eine Terrasse im Sello-Thale nachweisbar ist. Bei altdiluvialem Alter des Bruchsystems müssten wir im Thale des Sello, dessen Stromgebiet annähernd dieselbe Grösse damals schon besessen haben müsste, Spuren höherer Terrassen erwarten. Wir müssen also einstweilen für den Staffelbruch ein jungdiluviales oder altalluviales Alter annehmen.

Der Sprung, an welchem das Bongsu-Gebirge abgerutscht ist, setzt sich nach NW hin weiter fort und bildet den SW-Rand des Schieferhorstes zwischen Sago und Merapi. Der Merapi steht in einem grossen Kesseleinbruch, dessen Wände den Vulkanmantel hoch überragen. Der genannte Bruch bildet den NO-Rand dieses Kesseleinbruches.

Auf der Karte leicht zu verfolgende Brüche, mit denen das Bongsu-Gebirge, sowie die Telaga Gunung-Staffel im NW abschneidet, bilden den südöstlichen Rand, während das Bukit Pandjang-Gebirge im S als Horst, von zwei NW—SO streichenden Brüchen begrenzt, stehen geblieben ist und den Südrand des Merapi-Kesseleinbruches bildet. Diese Brüche setzen zum Theil die Verwerfungen des beschriebenen Staffelbruchsystems fort, und wir werden nicht fehl gehen, wenn wir ihnen das gleiche jungdiluviale Alter zuschreiben; damit harmonirt das junge Alter des Merapi-Vulkans.

b) Süd-Sumatra.

Bei Abschluss der vorliegenden Abhandlung, als ich im Begriff stand, das Manuscript zum Druck abzusenden, erhielt ich eine kleine Arbeit von Herrn A. TOBLER[1]) zugesandt, deren Resultate aber so wichtig sind, dass sie hier, soweit sie für den vorliegenden Zweck von Belang sind, aufgeführt werden mögen; denn sie ergeben ein Bild von den jungtertiären Faltungsvorgängen und bilden eine willkommene Ergänzung zu der über West-Sumatra und den Java-Bogen gegebenen Darstellung.

Das tertiäre Vorland des südsumatranischen Barisan-Gebirges zerfällt in zwei principiell ganz verschiedene Theile:

1) Nördlich des Rambang-Flusses, eines grösseren Nebenflusses des Ogan, handelt es sich

1) AUG. TOBLER, Einige Notizen zur Geologie von Süd-Sumatra. Mit 1 Kartenskizze in 1:1000000. Verh. d. naturforsch. Ges. in Basel. Bd. XV. 1903. Heft 3. pag. 272—292.



um eine typische Peneplaine, deren Untergrund aus gefalteten Unter-, Mittel- und Oberpliocän-Schichten besteht, welche unabhängig vom geologischen Faltenbau entwässert wird und deren Hügel und Kämme sich nirgends mehr als ca. 50 m über das Niveau der grossen Flüsse erheben.

Die Falten haben eine durchschnittliche Amplitüde von etwa 1500 m und eine Wellenlänge von 8—12 km. Die durchschnittliche Neigung der Anticlinalschenkel beträgt 10—20°. Diese Beobachtungen stimmen also ganz mit den von mir für Java gewonnenen Resultaten überein und bilden eine willkommene Bestätigung derselben.

2) Südlich vom Rambang-Flusse bilden ungefaltete, horizontal liegende Tuffschichten des Pliocäns den Untergrund der Landschaft.

Es liegt also hier der bemerkenswerthe Fall vor, dass im Innern des Faltenbogens eine grössere Scholle ungefaltet geblieben ist; doch lässt sich diese Scholle nicht mit jener der Halbinsel Purwo im O Javas vergleichen, da diese letztere vor dem Faltenbogen liegt.

Während aber die Neogen-Falten von Palembang einen nach SW convexen Bogen bilden, streichen die Neogen-Falten im Ulu Rawas-Gebiete (im nördlichen Süd-Sumatra an der Grenze von Djambi), wie ich beobachten konnte, in ganz verschiedener Richtung: ONO—WSW! Worauf das zurückzuführen ist, ob auf Angliederung eines neuen Bogens oder aber auf Veränderung der Richtung durch Anfaltung an einen alten, starren Rumpf, ist vor der Hand nicht zu entscheiden.

c) Java und seine tektonische Fortsetzung: der Inselbogen Engano-Nias.

Auch die Insel Java wurde von der grossen Gebirgsbildung an der Wende von Tertiär und Quartär betroffen und ihre Sedimente in Falten gelegt. Aus dem schönen Kartenwerk, welches die Monographie VERBEEK's und FENNEMA's begleitet, und aus dieser Monographie selbst können wir folgendes Bild der Gebirgsbildung uns herleiten.

Ein Schub, welcher im östlichen Java von N kam, im westlichen Theile der Insel aus mehr NNO-Richtung wirkte, legte die mächtigen Neogensedimente in lange, ungefähr O—W streichende Falten.

Das Paläogen, das in Java räumlich nur sehr beschränkt zu Tage tritt, war bereits vorher schon gefaltet, so dass es jetzt nurmehr überfaltet wurde und zum Theil ablenkend auf die Richtung der jungen Falten wirkte.

Die Faltung tritt uns dort am reinsten entgegen, wo die Insel durch spätere Verwerfungen am wenigsten betroffen ist, das ist vor allem der nördliche Theil von Ost-Java, sowie das westliche West-Java.

Auf der beifolgenden tektonischen Uebersichtsskizze von Java habe ich die hauptsächlichsten Anticlinalen, so weit sie sich aus den grundlegenden Arbeiten VERBEEK's entnehmen liessen, eingetragen. Es wäre nach mancher Hinsicht vielleicht von Vortheil gewesen, auch die Synclinalen einzuzeichnen, doch habe ich aus Gründen der Uebersichtlichkeit darauf verzichtet.

Drei lange, O—W streichende Falten bilden die Insel Madura. Sie setzen sich nach W weit in die Residentschaften Surabaja und Rembang fort. Hier schliessen sich ihnen noch einige weitere, mehr südlich gelegene Falten an, bis weiter im S vulkanisches Material den Untergrund eindeckt. Während diese letzteren Falten sich an der Nordküste Javas weiter verfolgen lassen bis in die Residentschaft Cheribon und vielleicht noch weiter, ist ihre östliche Fortsetzung zwischen Madura und Ost-Java versunken. Die drei Madura-Falten tauchen im O unter das Meer und markiren sich

um eine typische Porzellan-, deren Untergrund aus gefalteten Unter-, Mittel- und Oberoligocän Schichten

hier in den zwei kleinen Inselreihen von Pulo Sapudi u. s. w. sowie weiterhin die Kangean-Inseln. Ihre westliche Fortsetzung jenseits des Moriah-Vulkanes ist versunken.

Es sind keine grossartigen Falten, um die es sich hier handelt: ihr Einfall beträgt durchschnittlich 10—20°, ihre Breite variirt, doch scheint sie meist etwa 10—15 km zu messen, und so ist die Amplitüde nicht gar so erheblich: im Mittel etwa 1000—1500 m.

Während diese Falten wesentlich O—W streichen und im N der grossen Vulkane verlaufen, sind die südjavanischen Faltenzüge unregelmässiger gestaltet; Horizontalverschiebungen haben sie mehrfach betroffen und die Faltungen über einen unregelmässigen starren Untergrund haben stellenweise ihren Verlauf beeinflusst. Von grossem Interesse ist hier die Gegend südlich von Tjiamis im östlichen Theile der Preangerschen Regentschaften. Hier bildet das untere Neogen eine quaquaversale Kuppel mit etwa 10—20° mittlerem, local erheblich steilerem Einfallen. Ob wir den Grund dieser eigenartigen Lagerung in Faltung über ein im Untergrunde befindliches Massiv mitteltertiären Andesites sehen sollen, oder aber in quartärer Lakkolithbildung, ist nicht zu entscheiden.

Die mitteljavanischen Falten weichen im Allgemeinen von der O—W-Richtung bald nach N, bald nach S ab und zeigen vielfach einen bogenförmigen Verlauf; sie scheinen weniger constant zu sein, als die nordjavanischen; bald schaaren sie sich, neue Anticlinalen schieben sich ein, dann treten sie wieder auseinander. Erst ganz im W, in Bantam, wird ihr Verlauf wieder regelmässig und biegt aus der O—W-Richtung in OSO—WNW-liche Richtung um. Hier sind die südlichsten Falten durch den Einbruch der Wijnkoops-Bai abgeschnitten und nur in der Halbinsel des G. Pajung im äussersten SW Javas liegt noch ein kleines Stück einer dieser Anticlinalen vor.

Eigenartige Lagerungsverhältnisse hat auch der Einbruch der Sunda-Strasse zur Folge gehabt, indem die westjavanischen Falten hier gegen den stehen gebliebenen, widersinnig geneigten Rand (Küste von Bantam) flach ausstreichen.

Die Südküste Javas weist im Allgemeinen keine Falten auf, sondern stellt eine flach nach S geneigte Platte dar.

Die Zahl der Falten ist natürlich nicht genau anzugeben; doch dürften es etwa 12—15 Falten 1. Ordnung sein, welche Java durchstreichen, vielfach von Einbrüchen abgeschnitten.

Die Fortsetzung dieses Faltenbogens findet sich, wie ich bereits an anderer Stelle ausführte[1], nicht auf Sumatra, sondern auf der Sumatra im Westen vorgelagerten Inselreihe Engano-Mentawei-Inseln — Nias. — Si Malur.

Das Streichen der Falten, welches in O-Java rein O—W war, biegt in W-Java nach WNW um und erreicht so Engano und die Insel Mego; allmählich dreht es sich immer mehr nach NW; so konnte ich auf der Insel Siberut, im Silogui-Fluss, etwa 6 km stromaufwärts von der Mündung, graue Schieferthone mit SO—NW-Streichen und flachem nordöstlichem Einfallen beobachten und für Nias ist von Verbeek bereits der Nachweis geführt, dass das Neogen in SO—NW-lichen Falten liegt.

Seine weitere Fortsetzung findet dieser grosse Gebirgsbogen dann in den Nikobaren und Andamanen, welche den Anschluss an das birmanische Küstengebirge (Arakan-Joma-Gebirge) vermitteln. Es wird also der jungtertiäre Gebirgsbogen von der Vulkanzone gekreuzt.

Das östlichste Stück von Java, die Halbinsel Purwo oder Blambangan ist nicht mitgefaltet.

1) W. Volz, Ueber die Vulkane Javas. Sitz.-Ber. d. schles. Ges. f. vaterl. Cultur. 1901. Bd. 79. Naturw. Sect. pag. 12.

Die Falten der Insel Sumatra, vor allem Süd-Sumatras gehören der Innenseite dieser grossen Faltenzone an und behaupten dadurch eine grössere Selbständigkeit.

Nach der Faltung und im Anschluss an dieselbe wurde Java von erneuten Dislocationen betroffen, welche gewissermaassen wie ein Nachsacken des aufgeblähten Gebirgskörpers das eben geschaffene Gebirge zertrümmerten. Eine Reihe grösserer und kleinerer Einbrüche trat ein, von denen besonders die Strasse von Madura, die Bucht von Samarang, die Sunda-Strasse und die Wijnkoops-Bai sowie der Einbruch des südlichen Banjumas und Bagelen zu erwähnen sind, Einbrüche, welche in hervorragendem Maasse die heutige Form der Insel Java bedingen. Mit diesen Einbrüchen sanken grosse Stücke der jungen Faltenzüge ins Meer.

Diese Zertrümmerung des stehengebliebenen Restes, also der heutigen Insel Java, fand wohl wesentlich durch Torsion statt[1]). Ein Sprungnetz überzieht die Insel, Verwerfungen, an denen theils verticale, theils horizontale Verschiebungen stattfanden, kreuzen sich in zwei Hauptrichtungen, WNW—OSO und NO—SW. Und was SUESS[2]) von Sumatra sagte, gilt in noch höherem Maasse von Java: „Das Netz von Sprüngen deutet aber dahin, als sollte die ganze Insel zerbrochen werden, wie es wohl ihre Forsetzungen schon sind.“

Man kann diese Torsion in ihrer Wirkung deutlich von Sumatra bis zu den kleinen Sunda-Inseln verfolgen: je weiter östlich, desto stärker die Versenkung des Landes: West-Sumatra besteht fast ganz aus altem Gebirge und Paläogen, in Süd-Sumatra erreicht das Neogen bereits erhebliche Bedeutung, und das alte Gebirge taucht schon mehr unter, in West-Java tritt altes Gebirge und Paläogen nur spärlich noch zu Tage, in Ost-Java fehlt es ganz, und die Auflösung in Inseln beginnt bereits.

Zu diesen Torsions-Sprungnetzen stehen die jungen Vulkane in engster Beziehung, denn die Vulkanzone, welche den grossen Faltenbogen kreuzt, bildet den „Torsionsrand“.

4. Die altpleistocäne Gebirgsbildung.

MARTIN[3]) fast wohl mit Recht die Stufen m_1, m_2, m_3 VERBEEK's unter der Bezeichnung Java-Gruppe als Aequivalente des Pliocän, Miocän (und Oligocän?) auf; m_2 und m_3 sind nach ihm mindestens theilweise nur faciell verschieden. Die durch den Pithecanthropus bekannte Kendeng-Fauna stellt sich aber als ein Aequivalent der Narbada-Fauna dar und diese ist nach den indischen Geologen[4]), KOKEN, FRECH[5]) u. a. bereits quartär, so dass also die Kendeng-Fauna, welche DUBOIS als jungpliocän betrachtet, gleichfalls ins Quartär hinaufrückt. Zwischen Java-Gruppe und Kendeng-Zeit aber fällt die Periode der Gebirgsbildung.

Auf der Wende von Tertiär und Diluvium trat die Gebirgsbildung, welche in Indonesien wohl kaum je ganz geruht hatte, wieder in eine Periode energischer Kraftentfaltung, und der schon so oft zusammengeschobene Rumpf wurde einer erneuten Faltung sowie ungleichförmiger Hebung ausgesetzt.

Die Bestimmung des **Alters der Faltung** macht gewisse Schwierigkeiten. Das hat seinen Grund darin, dass die Parallelisirung des indischen Neogens mit dem europäischen nicht ohne Weiteres möglich ist. Man hat in Europa allenthalben in den Bildungen der diluvialen Vereisung eine prägnante Zeitmarke;

1) Vergl. W. VOLZ, Ueber die Vulkane Javas. l. c. — vergl. auch unten S. 44 [128] f.
2) Antlitz der Erde. Bd. I. pag. 587.
3) K. MARTIN, Zeitschr. d. d. geol. Ges. pag. 52. 1900. Verhandl. pag. 2 ff.
4) MEDLICOTT, BLANFORD u. OLDHAM, A Manual of the Geology of India. Calcutta 1893. pag. 396 f.
5) F. FRECH, Lethaea geognostica. Stuttgart 1903. III. Theil. 2. Bd. pag. 30 f.

diese fehlt in Indonesien: die klimatischen Bedingungen haben sich seit der Kreidezeit nur unwesentlich geändert. Man betrachtet conventionell die alten Flussterrassen und ihre Aequivalente als diluvial, ohne Beweise hierfür erbringen zu können. Die nordische Eiszeit hat sehr lange Dauer gehabt, und in den Alpen beispielsweise kennt man Flussterrassen aus 4 verschiedenen Höhenlagen. Sollen da die sumatranischen Flussterrassen der einen Höhenlage der gesammten Eiszeit entsprechen? Ist sie überhaupt diluvial?

Auf diese Weise kann man die Altersfrage überhaupt nicht lösen. Ich glaube, auf einem anderen Wege eine annähernde Lösung gefunden zu haben: vom Alter der Vulkane aus. Wie im folgenden Abschnitt dargethan wird, ist der Manindjau-Vulkan wohl sicher diluvial: die ihn umgebenden Bimssteintuffplateaus erklären sich einwandfrei als Schlammströme. Solche enorme Schlammströme entstammen schneebedeckten Vulkanen; in der Eiszeit, welche nach KOKEN ausserdem für Indien eine Zeit grösserer Niederschlagsmenge war, lag die Schneegrenze ca. 1000 m tiefer als heute, also waren damals alle hohen Vulkane auch unter dem Aequator schneebedeckt. Dem entspricht die Verbreitung der Bimssteintuffmassen, welche sich stets Vulkanen vom gleichen oder annähernd gleichen Alter wie der Manindjau anlegen. Darf so das diluviale Alter der älteren Vulkane als erwiesen gelten [1], so ergiebt sich als weitere Schlussfolge: der junge Vulkanismus ist eine Folge der durch die ungleichförmige Hebung der malaiischen Scholle hervorgebrachten Torsion mit ihren Zertrümmerungen, diese bildet den Abschluss der Gebirgsbildung, so dass also danach die Faltung selbst auf die Grenze von Tertiär und Diluvium zu setzen wäre, für Indonesien den Abschluss des Tertiärs, den Beginn des Diluviums bezeichnet; da sie sachlich die das Quartär kennzeichnenden tektonischen Vorgänge einleitet, so halte ich es für richtig, sie kurzweg als „Altpleistocän" zu benennen. Der Begriff Pleistocän wird hierbei im alten Sinne als Uebergangsbezeichnung gebraucht [2].

Die Wirkungen, welche die früheren Faltungen hervorgebracht hatten, waren geringere; dies mag seinen Grund darin haben, dass die noch ungefalteten Sedimente geringe Verbreitung hatten, oder auch, dass die Faltungen selbst nur schwächer waren oder schliesslich darin, dass die Denudation die Spuren wieder grossentheils verwischt hat.

Die Erscheinungen der altpleistocänen Faltung treten uns in ihrer Frische grossartig entgegen; aber die gebirgsbildenden Kräfte fanden kein unberührtes Gebiet vor, und so schufen sie kein mächtiges Faltengebirge, im Gegentheil, das durch die Faltung betroffene Gebiet war ein alter, immer und immer wieder überfalteter, zusammengepresster Rumpf; nun endlich war seine Widerstandskraft erschöpft und so ward er durch die junge Gebirgsbildung zertrümmert.

Die Zertrümmerung wurde verstärkt durch die die Faltung begleitende und noch nach Abschluss derselben sich fortsetzende ungleichförmige Hebung der malaiischen Scholle; durch diese Hebung gegenüber der Senkung des Vorlandes (Indischer Ocean) wurde eine schiefe Verticaldrehung (Torsion) ausgelöst und in den starker Zerrung unterworfenen Berührungsgebieten der Hebung und der Senkung (dem „Torsionsrande") eine auf eine relativ schmale Zone beschränkte energische Zertrümmerung hervorgebracht. Diesem Torsionsrande entspricht die Vulkanzone.

In zahllosen, mehr weniger NW—SO streichenden Verwerfungen riss in Sumatra der alte

1) TOBLER stellt die modernen Vulkane neuerdings ins Ober-Pleistocän = Alluvium; l. c. pag. 291.

2) Wenn TOBLER l. c., um die Gedankenverbindung mit der Vereisung zu vermeiden, das Wort „diluvial" ausschaltet und dafür pleistocän = quartär einführt, so ist das entschieden unglücklich: die geologische Gegenwart kann unmöglich mit Pleistocän (πλειστοκαινός) bezeichnet werden, da sie holocän (ὁλοκαινός) ist. Wollte man das Wort „diluvial" vermeiden, wozu aber bei meinen Resultaten an den vergletscherten Vulkanen kein Grund mehr vorliegt, so käme nur die Bezeichnung Alt-Quartär in Betracht.

Rumpf auf und die Spannung löste sich in verticalen Dislocationen: einfache Brüche und Staffelbrüche, Grabenbrüche und Einbruchskessel sind die Kennzeichen der jüngsten Gebirgsbildung. Der alte Untergrund faltete sich nicht, er zerbarst, und das ungefaltete, mächtige Tertiär konnte sich nicht in Falten legen, sondern folgte dem in Stücke gehenden Untergrunde und rutschte von den Höhen, auf denen es abgelagert war, in die sich öffnenden Tiefen hinab, selbst zerbrechend, sich stauchend und gelegentlich in secundäre Rutschfalten sich legend. Nur am Rande des Gebirges wurde es angefaltet, und so begleiten lange Faltenzüge das Gebirge im Osten (Rokan kiri, Palembang) wie im Westen (Nias-Mentawei Inseln-Engano).

Und was dem ersten Ansturme am Beginne des Diluviums und der ihn verstärkenden Torsion nicht wich, das erlag dem erneuten Stosse am Ende des Diluviums.

Wir können, besonders auf Sumatra, zwei Gruppen von Einbrüchen unterscheiden, altdiluviale (z. B. Graben von Bua) und jungdiluviale (z. B. Singkarak-Graben); letztere sind als Reaktion auf die fortdauernde Hebung aufzufassen, bei ersteren dagegen ist es unsicher, ob sie als Folgeerscheinung der Faltung oder aber als Wirkung der Torsion (i. e. der Hebung) zu betrachten sind, letzteres ist zwar wahrscheinlicher, doch dürfte bei dem nahen zeitlichen Uebereinkommen beider Phänomene eine Entscheidung kaum möglich sein.

Und in den mächtigen Einbruchskesseln und auf den gewaltigen Abbrüchen und Sprungnetzen bauten sich, die Tertiärgebiete meidend, im Diluvium und Alluvium die riesigen Vulkane auf.

Das ist das Bild der alt-quartären Gebirgsbildung, wie es die Westküste Sumatras liefert; in etwas anderer Gestalt tritt es uns in Süd-Sumatra und Java entgegen. Das hat seinen guten Grund in der Höhenlage der Gebiete. West-Sumatra liegt am höchsten, so ist hier das alte Gebirge in weit umfangreicherem Maasse über dem Meeresspiegel erhalten, das Tertiär tritt an Ausdehnung weit mehr zurück, als dies in Süd-Sumatra der Fall ist. Hier spielt das Tertiär eine hervorragende Rolle, und das alte Gebirge ragt nur noch in wenigen und nicht sehr umfangreichen Stücken aus der Decke heraus. Java schliesslich ist das am stärksten versenkte Stück; das alte Gebirge ist mit winzigen Ausnahmen oberflächlich nicht entwickelt und alles mit einer ausserordentlich mächtigen Tertiärdecke verhüllt.

Und gerade die Ausdehnung und die Mächtigkeit der Tertiärdecke scheinen für die Wirkung der Faltung von hervorragender Wichtigkeit zu sein. Es scheint, als ob eine ausgedehnte und, wie in Java, mehrere tausend Meter mächtige, ungefaltete Deckschicht eines nicht mehr faltungsfähigen Gebirgsrumpfes im Stande wäre, bei einer erneuten Faltung sich gewissermaassen vom Untergrunde loszulösen, eine gewisse Selbständigkeit dem Untergrunde gegenüber zu erlangen, und während der Untergrund in verticaler Dislocation die Spannung ausgleicht, seinerseits auch dem tangentialen Drucke nachzugeben und über dem berstenden Untergrunde sich in Falten zu legen, in Falten, die allerdings brechend dem Untergrunde sich dann wieder anschmiegen. Das ist das Bild, welches Java und Madura uns liefern, welches wir in geringerem Maasse auch in Süd-Sumatra beobachten können.

Der grosse Faltenbogen geht, nach O wohl an Celebes anschliessend, von Madura und Java aus über die Sumatra westlich vorgelagerte Inselreihe Engano-Nias und schmiegt sich über Nikobaren und Andamanen dem asiatischen Festlande wieder an.

Hand in Hand mit der Faltung, besonders aber auch im Anschlusse an die Faltung fanden durch Nachsackung zahlreiche verticale Dislocationen, Einbrüche und Verwerfungen statt, welche das Relief des Faltengebirges stark veränderten; welche selbst eine Reaction auf die vorhergehende Faltung, dem jungen Magma Wege an die Erdoberfläche schufen und so die Möglichkeit zur Bildung der quartären Vulkane boten.

Dieser innere Zusammenhang zwischen der jungtertiären Gebirgsbildung und dem quartären Vulkanismus durch Vermittelung der mit der Faltung beginnenden, durch das Diluvium bis in die geologische Gegenwart sich fortsetzenden, in der Hauptsache wohl auf Zerrung und Zertrümmerung durch die Torsion zurückzuführenden Vertical-Dislocationen erscheint unabweisbar.

Es bleibt noch eine kurze Erörterung des **Verhältnisses des malaiischen Archipels zum angrenzenden Indischen Ocean** übrig.

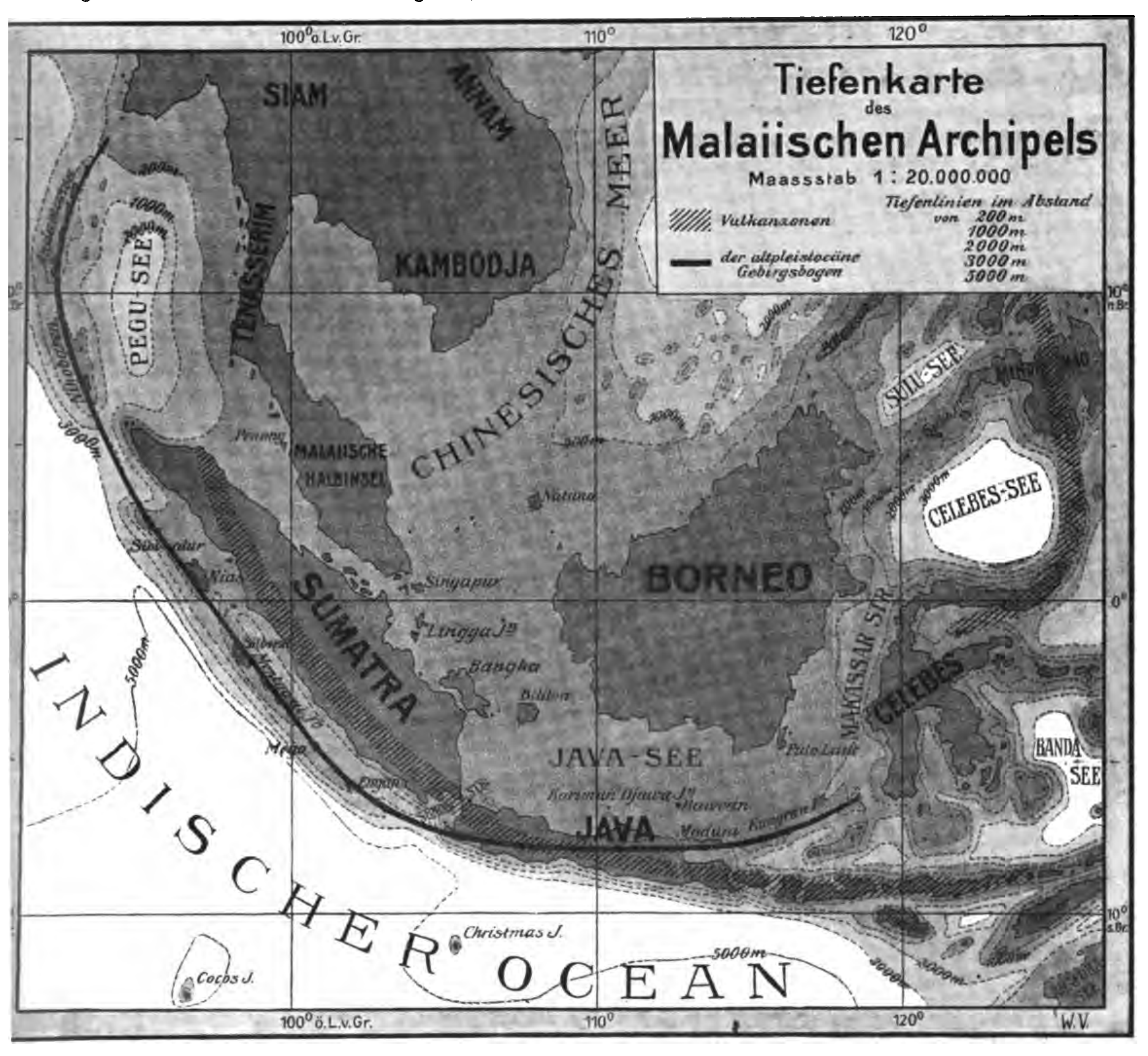


Fig. 11.

Denken wir uns das Meer trocken gelegt, so erhalten wir ein völlig verändertes Bild. Die grossen Sunda-Inseln verschmelzen engst mit Hinterindien, und ein Steilrand von 3—5000 m Höhe umgrenzt im W und S diese Scholle. Gegenüber diesem Steilabfall erscheinen alle die Dislocationen auf dem Festlande geringfügig, und es entsteht die Frage: wie haben wir diesen Steilrand aufzufassen?

Schon die 200 m-Tiefenlinie verbindet Borneo, Java, Sumatra nebst der vorliegenden Inselreihe Mentawei-Inseln — Nias mit Hinterindien, während Nikobaren und Andamanen durch die gleiche Linie mit geringer Unterbrechung Sumatra mit Burma zusammenschliessen. Die Pegu-See stellt einen grossen Einbruchskessel dar, welcher erst in junger Zeit das Zwischenstück zwischen Burma, Tennasserim und Sumatra versinken liess. Das grosse Bruchsystem des Toba-Sees und der auffallende Irawadi-Bruch mögen damit in ursächlichem Zusammenhange stehen.

Die 1000 m-Linie schliesst die östlichen Inseln an, ändert aber im W und S kaum etwas, und auch die 2000, 3000, 5000 m-Tiefenlinien belassen das gleiche Verhältniss. Es werden die grossen Sunda-Inseln nur durch ein flaches Meer, das nur bei Celebes 200 m Tiefe übersteigt, von Hinterindien getrennt und kehren der Aussenseite einen hohen Steilabfall zu. Abstrahirt man von den jungvulkanischen Erscheinungen, den kleinen Sunda-Inseln bis zu den Philippinen, so umschlingt ein Meer von mindestens 3000 m Tiefe diese grosse malaiische Scholle: Indischer Ocean, Timor-, Banda-, Celebes-, Sulu-See. Das ist die heutige geologische Scheidung zwischen Asien und Australien; denn dieser tiefe Meeresgürtel legt sich dem Verlaufe des jungtertiären Faltengebirges vor. Erst nachträglich ist diese ursprünglich scharfe Grenze durch die den Verlauf des Steilrandes in spitzem Winkel kreuzende Vulkanzone verändert, indem an den Kreuzungsstellen durch vulkanische Aufschüttung neue Höhenzüge entstanden, welche jetzt als Inselreihen den alten Steilabfall überschreiten und den alten Tiefseegürtel in einzelne Meeresbecken zerlegen (vergl. die Karte Fig. 11).

Die Beobachtung, dass sich der Steilabfall dem Verlaufe der Faltenzüge vorlegt, lässt den Gedanken an eine Spaltenverwerfung schwierig erscheinen. Mir erscheint die Auffassung leichter und besser, dass wir es mit einer Flexur bezw. Flexurverwerfung zu thun haben.

Die neogenen Sedimente auf Java und auch S-Sumatra erreichen eine Mächtigkeit von mehreren tausend Metern. So mächtige terrigene Sedimente — denn um solche handelt es sich — können sich naturgemäss nur auf sinkendem Boden ablagern, wir haben also für das Neogen das ganze Gebiet, den angrenzenden Theil des Indischen Oceans eingeschlossen, als sinkend zu betrachten. Als am Schlusse des Tertiärs die grosse Gebirgsbildung einsetzte und die javanisch-sumatranischen Sedimente in Falten warf, setzte sich für diesen Theil die sinkende Bewegung in ihr Gegentheil um (oder hörte zum mindesten auf), während der Indische Ocean weiter im Sinken blieb; so musste sich an der Grenze eine grosse Flexur, und aus ihr eine Flexurverwerfung bilden: der Steilabfall. Damit steht auch die Beobachtung im Einklange, dass an den Südküsten Javas wie Sumatras alles ungefaltete Neogen seewärts einfällt. In diese Flexur konnten aber auch sich faltende oder gefaltete Stücke allmählich miteinbezogen werden.

Damit würde sich ungezwungen die Lage des Steilabfalles an der Aussenseite des Faltengebirges erklären, während ich mir umgekehrt nicht vorstellen kann, wie der ungeheure Indische Ocean längs einer so eigenartigen Linie gegen Sumatra und Java abgesunken sein soll!

Damit würde die Entstehung des Steilabfalles gleich der Gebirgsbildung auf die Grenze von Tertiär und Quartär fallen, der Einbruch des Pegu-See auf der Rückseite des Faltengebirges dagegen wohl etwas jünger sein.

Wir haben also an der Wende des Tertiärs und im Beginne des Diluviums folgende ineinander greifende tektonische Ereignisse auseinanderzuhalten:

a) **Faltung** und mit ihr in directem Zusammenhange stehende Brüche.

b) Sinken des Vorlandes (Indischer Ocean): Entstehung des **Steilabfalles** durch **Flexur**.

c) Ungleichförmige Hebung der malaiischen Scholle: **Torsion**: Entstehung der **Zertrümmerungszone** des Torsionsrandes, welcher die Vulkane aufsitzen.

VII. Die jungen Vulkane.

1. Specielle Beschreibung.

a) Das diluviale Alter des Manindjau-Vulkanes.

Für die Betrachtung der jungen Vulkane Indonesiens steht man vor der grossen Schwierigkeit der Altersbestimmung. Es sind ihrer allein auf Java und Sumatra weit über 200, doch sind nur noch 26 davon thätig (14 auf Java, 12 auf Sumatra). In welche Zeit hat man die Hauptthätigkeit der zahllosen erloschenen Vulkane zu setzen, ins Tertiär, Diluvium oder Alluvium? Das ist die grosse Frage, eine Frage, welche zur Zeit, angesichts der neuen Versuche zur Erklärung der Eiszeit[1]), an Interesse und Wichtigkeit gewinnt. Je nachdem man den Anfang der vulkanischen Thätigkeit noch ins Pliocän oder erst ins Diluvium verlegt, kommt man zu verschiedenen Antworten. Die Frage ist um so schwieriger, weil schon die Parallelisirung des indonesischen Neogens mit dem europäischen auf erhebliche Schwierigkeiten stösst und damit der Ausgangspunkt schon unsicher ist.

Viel einfacher muss sich die Frage gestalten, wenn es gelänge, an irgend einem der hohen Vulkane Spuren der Vereisung nachzuweisen. Dann wäre ein sicherer Ausgangspunkt für weitere Schlüsse vorwärts und rückwarts gegeben. Theoretisch ist die Möglichkeit vorhanden, denn, wenn ein diluvialer[2]) Vulkan so hoch war, dass er in das Gebiet des ewigen Schnees hineinragte, so muss er auch Gletscher getragen haben und somit Gletscherspuren aufweisen.

Schwieriger gestaltet sich die praktische Lösung der Frage, denn keiner der zahlreichen Vulkane ist jetzt hoch genug, dass Aussicht wäre, Moränen oder ähnliche Anzeichen ehemaliger Vergletscherung erwarten zu dürfen; die höchsten bestehenden Gipfel (Semeru 3676 m, Korintji 3690 m) reichen kaum in die diluviale Schneegrenze hinein.

Aber die Lösung der Frage ist auch auf anderem Wege möglich, und ich glaube, einwandfrei den Nachweis liefern zu können, dass der Manindjau-Vulkan in West-Sumatra diluvial ist, und weiter, dass er vergletschert war. Damit wäre dann der gewünschte Ausgangspunkt gefunden.

Bevor wir uns dem Manindjau-Vulkane zuwenden, bleibt die Vorfrage zu erörtern: wie waren die Bedingungen für die Entwickelung von Gletschern in den Tropen zur Eiszeit? Den natürlichen Ausgangspunkt bildet die Betrachtung der gleichen Verhältnisse zur Jetztzeit.

Die heutige Schnee- und Gletschergrenze in den Tropen sowie die der Eiszeit. Für diese Frage stehen uns zur Verfügung die centralafrikanischen Vulkanriesen, sowie die südamerikanischen Hochgipfel.

1) Vergl. F. Frech, Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1902. pag. 683 f.).

2) Das Gleiche gilt natürlich auch für die recenten Vulkane, doch von diesen ragt keiner in die Schneegrenze hinein.

Zunächst der Kilimandjaro[1]. Der mächtige 6010 m hohe Rumpfkegel des Kibo trägt eine Eishaube, die den Charakter eines grossen Plateaugletschers mit mehreren relativ kurzen Randzungen hat. Während die mittlere Firngrenze bei 5360 m liegt, reicht die Gletschergrenze im Durchschnitt bis 4700 m hinab, zieht sich sogar im orographisch begünstigten Südwesten im dortigen grossen Barranco-Thale bis etwa 4000 m herab. Auf der Süd- und Westseite erstreckt sich aber alter Glacialboden mit Moränen, Rundhöckern etc. bis zu ca. 3800 m, d. h. 900 m tiefer als gegenwärtig bergab. Am Runsoro endigt die grösste, bis 60 m mächtige Eiszunge im Osten bei rund 4000 m, während alte Gletscherspuren sich beträchtlich tiefer finden.

Der Kenia (5250 m) ist kein abgestumpfter Kegel mit Plateaugletschern, sondern im oberen Theile eine zweispitzige Steilpyramide mit anliegenden, muldenförmigen Hochthälern, in denen — 15 — regelrechte, wenn auch recht kurze Thalgletscher liegen. Die Eisbedeckung ist im Ganzen beträchtlich geringer als auf dem Kilimandjaro. Die mittlere Gletschergrenze liegt auf der Westseite bei 4520 m. im S und SW bei 4700 m, während alte Moränen bis 3660 m herab, also rund 900 m tiefer als gegenwärtig, beobachtet sind.

Es hat also die Depression der Eisgrenze zur Diluvialzeit 900—1000 m betragen.

Aehnlich liegen die Verhältnisse bei den tropischen Anden.

Am Ruiz-Vulkan in Columbien[2] (ca. 5500 m) liegt die Gletschergrenze bei etwa 4600 m. während alte Gletscherspuren, besonders typische Rundhöcker, etwa 1000 m tiefer hinabreichen.

Am Cotapaxi (5943 m) liegt die heutige Schneegrenze unter 4680 m[3], ebenso beim Chimborazo (6310 m), beim Tunguragua (5087 m) bei 4400, beim Antisana (5756 m) erstrecken sich kaskadenartig die Gletscher bis 4216 m herab. während im Krater des Altar oder Collanes (5294 bis 5405 m) das Eis bis 4028 m hinabgeht. Ganz gleichartig sind gegenwärtig allenthalben in den tropischen Anden die Verhältnisse: bei 4400—4700 m die Schneegrenze, bei 4000—4200 m die untere Gletschergrenze. Zur Eiszeit verschoben sich nach REGEL, MEYER etc. die Grenzen um 900—1000 m bergab, so dass also die Schneegrenze etwa bei 3600 m, die Gletschergrenze bei 3100 m lag.

Für das tropische Ostafrika waren die gleichen Zahlen 4400 bezw. 3800 m.

Diese Differenz von etwa 700 m in beiden annähernd unter dem Aequator gelegenen Gebieten erklärt sich aus der Verschiedenheit des Klimas, das in Afrika wesentlich trocken, in Amerika dagegen sehr feucht, mit Niederschlägen bis zu 2 m im Jahresmittel ist.

Für den Vergleich mit Sumatra müssen wir das klimatisch gleiche Gebiet, d. h. die tropischen Anden heranziehen und wir dürfen voraussetzen, dass auch für Sumatra und Java wie überhaupt für Indonesien **zur Eiszeit** die **Schneegrenze** etwa **bei 3600 m**, die **Gletschergrenze** etwa **bei 3100 m** lag; gab es also Vulkane von mehr als 3600 m Meereshöhe, so müssen sie auch vergletschert gewesen sein. Dass es Vulkane von solcher Höhe gab, ist um so wahrscheinlicher, als unter den gegenwärtig noch thätigen Vulkanen 2 (Semeru auf Java und Pik von Korintji auf Sumatra) diese Höhe erreichen und mehrere junge Kegel ihr nahe kommen.

Der Manindjau-Vulkan. Wenden wir uns zum Manindjau-Vulkan. Der Manindjau-See, dessen Wasserspiegel in 464 m Meereshöhe liegt, ist in einen grossen Kessel von annähernd ellip-

1) H. MEYER, Ein Beitrag zur Gletscherkunde der Tropen. Verh. des XIII. deutschen Geographentages zu Breslau. 1901. pag. 183 ff.; Ders., Der Kilimandjaro. Leipzig 1900.

2) REGEL, in: Verhandl. des XIII. deutschen Geographentages in Breslau. 1901. pag. XLIII.

3) TH. WOLF, Geognostische Mittheilungen aus Ecuador. 5. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1878. pag. 113 f.

tischer Form gebettet, dessen fast genau N—S gerichtete grössere Axe beinahe 23 km misst, während die kleinere zwischen 9½ und 13 km schwankt. Steile Felswände von 600—1300 m relativer Höhe umschliessen den etwa 200 km² grossen Kessel. Der See nimmt den südlichen Theil desselben ein; seine Länge und Breite betragen 16½ bezw. 8 km, seine Oberfläche misst etwa 100 km², seine grösste Tiefe 157 m (vergl. Taf. VI, Fig. 2).

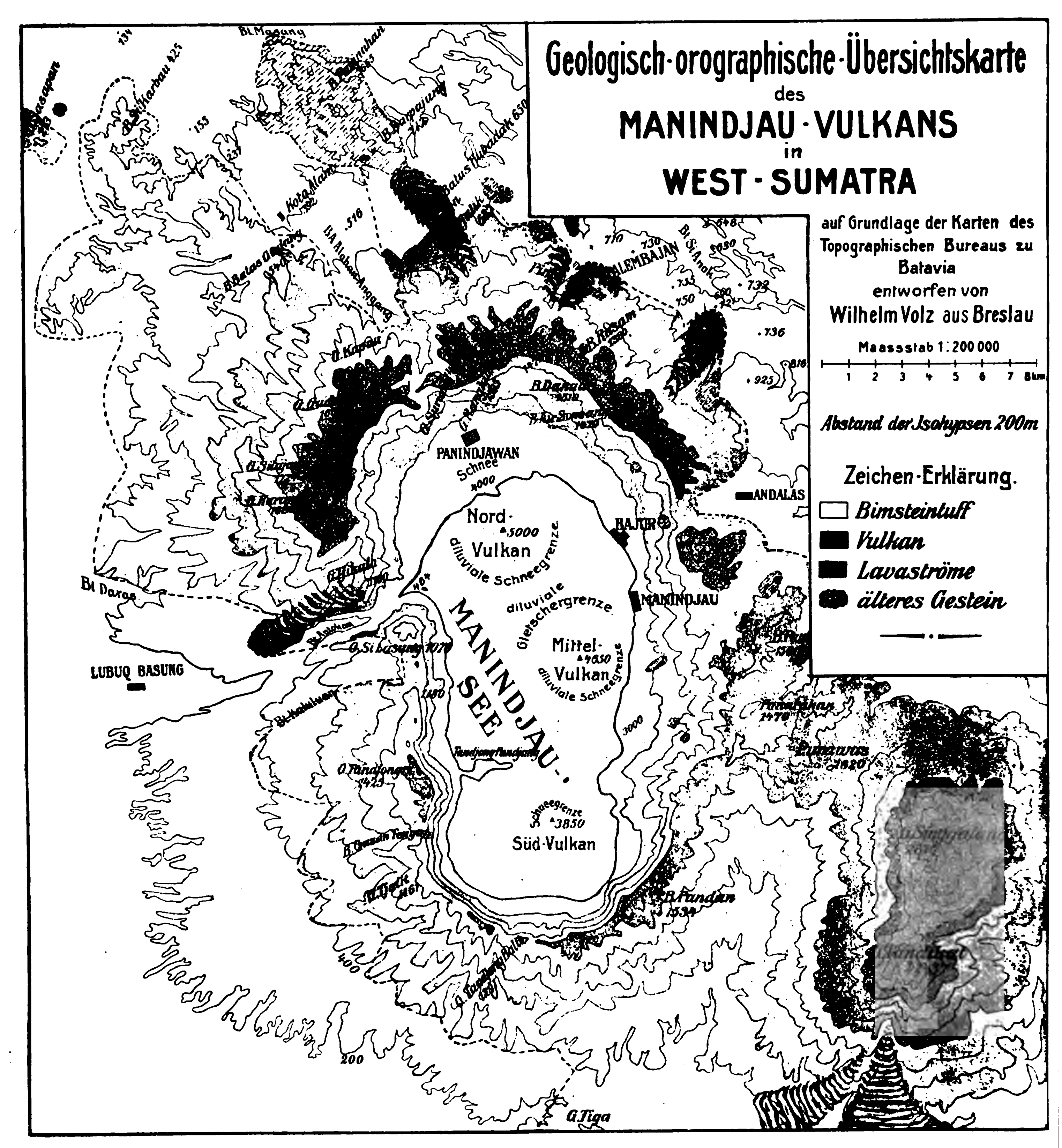
Der Mantel dieses Riesenvulkanes dehnt sich breit aus. Im SW erreicht er die in 18—25 km Entfernung gelegene Meeresküste, im W bildet etwa der Masang in durchschnittlich 25 km Entfernung die Grenze, während im NW, über den Masang hinausgehend, die Producte des Manindjau bis an den Fuss des Pasaman-Telamau sich ausbreiten. Im NO und O wird die freie Ausdehnung des Mantels durch den alten Schieferhorst der Marapalam-Kette (zwischen Merapi und Sago) behindert, so dass hier die Breite des Mantels eine geringere ist. In der dazwischen gelegenen Ebene von Fort de Kock konnten sich hingegen die Producte des Manindjau wieder frei ausdehnen, so dass hier die äusserte Grenze der Verbreitung in etwa 23 km Entfernung vom Kesselrande liegt. So bedecken die vulkanischen Massen des Manindjau insgesammt ein Gebiet von fast 60 km Durchmesser. Wir haben also die Ruinen eines Riesenvulkanes vor uns, der in seinen Dimensionen den Merapi und die anderen gegenwärtig thätigen Vulkane weit hinter sich gelassen haben muss.

Eine Betrachtung des steilen Kesselrandes lehrt uns, dass wir es mit den Ruinen dreier, auf gemeinsamem Sockel stehender Vulkane zu thun haben.

Ein steiler, hoher, geschlossener Halbring umgiebt den Nordtheil des Kessels, die Ebene von Panindjawan. Beim Flusseinschnitt des Batang Antokan, der den See zum Meere entwässert, beginnend, steigt der Rand schnell von 464 auf 1100, 1230, 1550 und nach 4 km auf 1686 m im Gunung Kurambit, um dann im G. Silajang mit 1724 m seine grösste Höhe zu erreichen. Vom wenig ferner liegenden, die NW-Ecke bildenden G. Gadang (1600 m) aus sinkt dann der Rand plötzlich in scharfem, N—S gerichtetem Einschnitt zu 1180 m Tiefe, hebt sich dann jenseits, die Nordumwallung des Kessels bildend, schnell wieder zu 1550 m und erreicht hier im G. Rankiang bei fast 1600 m seine grösste Höhe.

Vom östlich gelegenen Bukit Rasam (1380 m) an biegt der Rand in scharfem Bogen nach Osten und Süden um, trägt noch einige höhere Gipfel, den Bukit Danau mit 1510 m, Bukit Aier-Sonsang mit 1470 m und sinkt dann langsam bis auf 1170 m Höhe. Diesen Einschnitt benutzt die Strasse von Fort de Kock über Andalas zum See nach Bajur hinab.

Jenseits hebt sich der Rand in breitem, runden Buckel wieder bis 1345 m im G. Gadang, sinkt dann auf 1110 m zu einem Pass, über den die grosse Strasse von Fort de Kock nach dem Orte Manindjau führt. Hatte sich hier der Rand dem Seeufer bis kaum 2 km genähert, so tritt er jetzt wieder weit zurück auf fast 5 km, erhebt sich im Bukit Pauh zu 1500 m Höhe und nähert sich nach langem, bogenförmigen Verlaufe in rund 1400 m Höhe dem See erst wieder in seinem Südtheile beim Cap Tandjong Sani. In engem Bogen, steil ins Wasser abfallend, umschlingt nun der Rand den See. Seine Höhe ist meist annähernd 1400 m, erhebt sich gelegentlich — Bukit Pandan 1534 m — höher und sinkt dann im SW des Sees allmählich. Der G. Tandjong Balit ist 1291 m hoch, der G. Tjalit nur noch 1161 m. Im Quellthale des Batang Gasan Tengah ist bei 870 m der tiefste Einschnitt. Dann steigt im Westen des Sees der Rand wieder an, erreicht in Höhe der Halbinsel von G. Tandjong Pandjang im G. Tandjong mit 1425 m seine grösste Höhe und senkt



Geologisch-orographische-Übersichtskarte
des
MANINDJAU-VULKANS
in
WEST-SUMATRA
auf Grundlage der Karten des Topographischen Bureaus zu Batavia
entworfen von
Wilhelm Volz aus Breslau
Maassstab 1:200 000
1 2 3 4 5 6 7 8km
Abstand der Isohypsen 200m
Zeichen-Erklärung.
Bimsteintuff
Vulkan
Lavaströme
älteres Gestein
PANINDJAWAN
Schnee 4000
Nord-Vulkan 5000
diluviale Schneegrenze
diluviale Gletschergrenze
Mittel-Vulkan 4650
Süd-Vulkan 3850
Schneegrenze
MANINDJAU-SEE
MANINDJAU
ANDALAS
LUBUQ BASUNG
Bt Daras
G. Tiga
200
400
3000

Fig. 12.

sich wieder allmählich hinab, um dann vom G. Silasung (1076 m) gegen den Batang Antokan steil zu 464 m abzubrechen.

Während sich die Umwallung der Ebene von Panindjawan sowie die Umrandung der Südhälfte des Sees von Tandjong Sani im Osten bis zur Halbinsel im Westen leicht und sicher als zu ²/₃ geschlossene Kraterwände charakterisiren, ist das Verhältniss der Mittelstücke nicht so in die Augen springend, und so ist denn auch bisher die wahre Natur verkannt worden. Betrachtet man aber die beiden Rücken vom Bukit Tandjong bis G. Silasung und vom G. Gadang östlich Bajur bis zum Cap Tandjong Sani im Zusammenhange für sich, so ordnen sie sich — mit dem nordwestlichen Uferstücke des Sees — zu einem Kreise von etwa 6,6 km im Radius, und es zeigt sich, dass wir es mit einem dritten, etwas nach Osten verschobenen Kraterreste zu thun haben. Es bestand also der Manindjau aus **drei** alten Hochvulkanen, deren Krater je 6 km von einander entfernt waren. Die vorstehende Karte zeigt die Lage der Centren. Der mittlere Durchmesser der Ruine des Nordkraters ist 13 km, des Mittelvulkanes 13 ¼ km, des Südkraters 9 ½ km.

Dort, wo Nord- und Mittelvulkan zusammenstiessen, ist im W jetzt der Durchbruch des Antokan; im O der Pass von Bajur.

Dort, wo Mittel- und Südvulkan zusammenstiessen, ist im W jetzt die Halbinsel, im O das weit vorspringende Cap Tandjong Sani.

Die Gründe dieser eigenartigen, aber charakteristischen Verschiedenheit werden wir weiter unten kennen lernen.

Werfen wir einen Blick auf die erhaltenen Mantelreste, so sehen wir, dass beim Nordvulkan die charakteristische Form dort gut erhalten ist, wo der Bimssteintuff ihn nicht zudeckt, d. h. im W, NW und N; der Südvulkan weist typische Hänge auf, während von den Stratohängen des Mittelvulkanes wenig erhalten ist: im W hat der Einbruch des Sees zu viel weggefressen, im SO sitzt der kleine Nebenkrater des Purawas ihm auf, während im O der Hang von Bimssteintuff grösstentheils eingedeckt ist. Aber bei allen 3 Vulkanen ist der typische Neigungswinkel des unteren Kegelstückes eines Vulkanes, der etwa 12—15° [1]) beträgt, deutlich erhalten und beginnt im W des Nordvulkanes bei 400 m Meereshöhe, im NW und N desselben, sowie beim Mittel- und Südvulkane bei 600 m Meereshöhe. Der Neigungswinkel steigt bei zunehmender Höhe auf 18, gelegentlich 20°.

Rekonstruktion der alten Hochgipfel des Manindjau-Vulkanes. Der Versuch, die alten Höhen zu rekonstruiren auf Grund und unter Benutzung der vorhandenen Reste, kann von zwei Gesichtspunkten erfolgen: einmal, indem man die Grösse des gesammten vulkanischen Aufschüttungsgebietes bestimmt und dann durch den Vergleich mit unter ähnlichen Verhältnissen stehenden thätigen Vulkane einen Rückschluss auf die diesem Sockel entsprechende Höhe gewinnt; oder indem man die vorhandenen Gehängestücke fortführt und nach den an anderen Vulkanen gewonnenen Neigungswinkeln zum vollständigen Kegel ergänzt und dann dessen Höhe misst.

Der erste Weg hat den Nachtheil, dass der Ausdehnung der flachst gelagerten Materialien des äusseren Vulkanfusses, deren Lagerung und Ausdehnung stark von dem Untergrunde abhängt, zu viel Gewicht beigelegt wird [2]); dagegen erscheint die zweite Methode wohl brauchbar, vor allem wenn genügend grosse Gehängestücke erhalten sind.

1) Horizontalabstand der 200 m-Isohypsen beim Maassstabe 1:200000 = 5—3,8 mm.

2) Das lehrt z. B. ein Vergleich des 2875 m hohen Merapi auf Java mit sehr breitem Sockel (ca. 16 km Radius) mit dem 3676 m hohen Semeru, welcher einen sehr kleinen Sockel (ca. 11 km Radius) hat.

Verbeek fasste das Vulkangehänge als logarithmische Kurve [1]) auf mit stetig langsam wachsendem Neigungswinkel. Mir scheint jeder Vulkanberg wesentlich aus drei Stücken zu bestehen:

dem breiten Vulkansockel mit 5—8° Neigung;
dem Mittelstück oder Flankenstück mit 15—20°,
dem Gipfelkegel mit 30—35—40°.

Der Gipfelkegel ist das Gebiet trockner, loser Aufhäufung, daher steil; die Flanken entsprechen dem Schuttgürtel eines Berges oder Gebirges, der Neigungswinkel ist durch das Sickerwasser

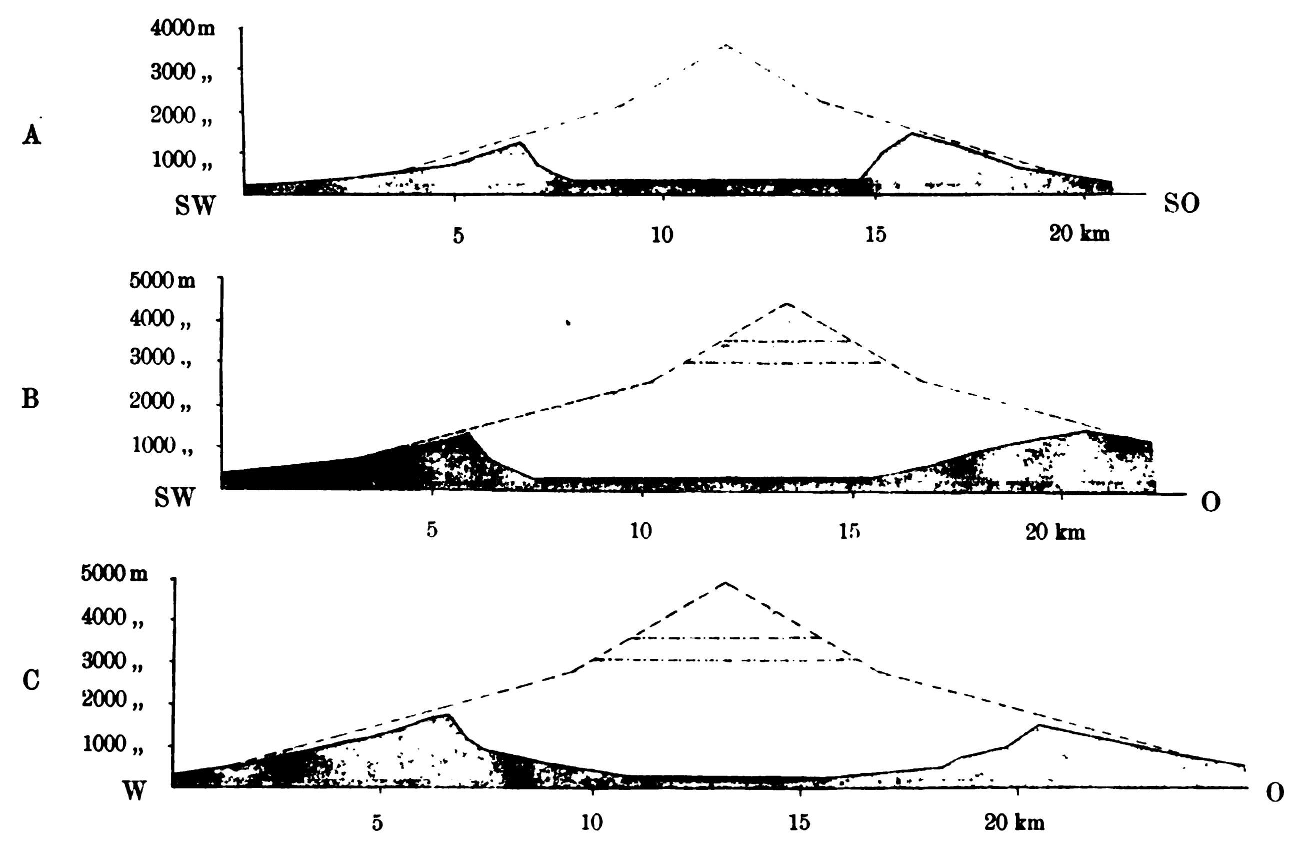


Fig. 13 A, B, C. Rekonstruction der 3 Kegel des diluvialen Manindjau-Vulkanes. A Südkegel, B Mittelkegel, C Nordkegel, in 1:175000. Die gestrichelten Linien geben die Lage der diluvialen Schnee- und Gletschergrenze an. Die erhaltenen Ruinen mit dem Manindjau-See sind dunkel getönt.

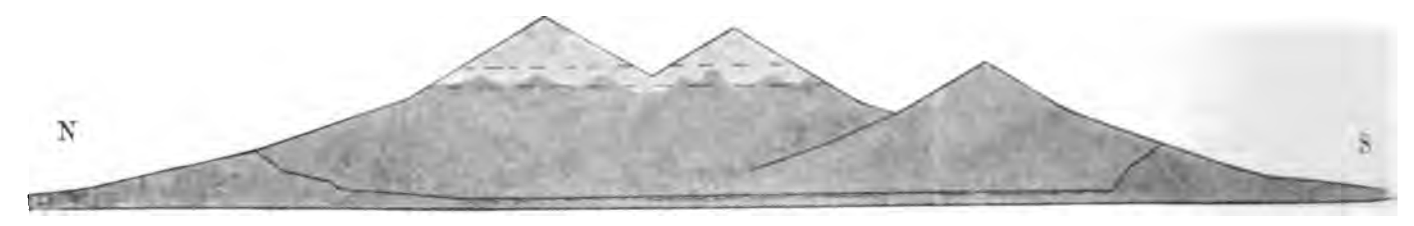


Fig. 14. Rekonstruction des diluvialen Manindjau-Vulkanes mit seinen 3 Kegeln, von W her gesehen, mit Angabe der diluvialen Schnee- und Gletschergrenze. Die erhaltenen Reste mit dem Manindjau-See sind durch eine Linie kenntlich gemacht. Maassstab der Länge und Höhe 1:175000.

1) Dieser mathematische Ausdruck stimmt in grossen Zügen mit dem empirischen Ergebniss überein, ergiebt aber für den Gipfelkegel viel zu hohe Werthe.

gemildert; diese beiden Stücke bilden zusammen den eigentlichen oder primären Aufschüttungskegel, während das Material des Vulkansockels, dessen Neigung je weiter, desto flacher wird, secundär umgelagert ist bezw. wird. Daher reicht er soweit, bis er auf ein Widerlager stösst, z. B. eine Bergkette oder dergleichen oder er keilt sich allmählich aus, so dass dann die Grenze nur sehr schwer zu bestimmen ist. Die Breite des Vulkansockels wechselt daher von Fall zu Fall; hingegen scheint zwischen der (kartographischen horizontalen) Projectionsbreite des Flanken- und des Gipfelkegels nach vergleichenden Studien am Merapi, Singalang, Papandajan, Tjikorai u. a. ein bestimmtes Verhältniss zu bestehen, und zwar derart, dass der Radius des Gipfelkegels $^4/_{13}$ des Radius des Vulkankegels ist, oder mit anderen Worten, dass sich die horizontale Breite der Flanken zu jener des Gipfels verhält wie 9:4.

Auf den vorstehenden Textfiguren und Profilen ist diese Rekonstruction unter den besprochenen Bedingungen schematisch ausgeführt, und zwar ohne Berücksichtigung der Thatsache, dass der erhaltene Flankentheil inzwischen durch Denudation weiter erniedrigt worden ist. Es ergiebt sich bei einem Kegelradius von 12 $^1/_2$ bezw. 11 $^1/_2$ und 9 $^1/_2$ km für den:

Nordvulkan	eine Höhe von etwa 5000 m
Mittelvulkan	„ „ „ „ 4650 „
Südvulkan	„ „ „ „ 3850 „

Hierbei sind für Flanken und Gipfel die kleinsten Werthe 15 bezw. 30° eingesetzt; würde man allmählich diese Werthe auf 20 bezw. 35° erhöhen, so ergäbe sich für jeden Kegel eine Vermehrung der Höhe um rund 500 m. Es stellen also die oben angeführten, rekonstruirten Höhenangaben Mindestwerthe dar.

Vergleichen wir nun diese gewonnenen Zahlen mit den Grössenverhältnissen anderer Vulkane! Beim Nordvulkan mit etwa 30 km Sockelradius kommt im Durchschnitt auf 1 km Radius 166 m Steigung, ebenso viel auch beim Südvulkan mit fast 23 km Sockelradius. Im Verhältniss hierzu kommen auf 1 km Sockelradius beim Aetna 180 m, beim Vesuv sogar 195 m Steigung. Beide Vulkane geben ausgezeichnete Vergleichsobjecte ab, weil beide sich ebenso wie der Manindjau unbehindert bis ins Meer erstrecken. Aehnliche Zahlen ergeben aber auch die javanischen Vulkane dort, wo sie sich unbehindert ausbreiten können; so hat der Lawu 160 m, der Sumbing 194 m, der Tjerimai und Slamat noch mehr, der Merapi auf Sumatra hat bis zum Singkarak-See hinab 151 m, der Telamau im Süden 188 m Steigung auf 1 km Sockelradius.

Es ergiebt sich also auch aus diesem Vergleiche von Höhe und Areal für die Richtigkeit unserer Zahlen grosse Wahrscheinlichkeit, ja sie liegen sogar unter den meisten Vergleichszahlen, so dass die Höhen eher zu niedrig erscheinen.

Dürfen wir also die Höhen 5000, 4650 und 3850 als wahrscheinlich richtig annehmen, so folgt daraus, dass der Mittelvulkan gerade, der Nordvulkan ziemlich erheblich in die heutige Schneegrenze — welche wir gleich der der tropischen Anden annehmen können — hineinragten. Bestanden die Vulkane zur **Diluvial**zeit, so müssen sie alle drei **schneebedeckt**, der Nord- und Mittelvulkan auch **vergletschert** gewesen sein. Die Ausdehnung der Schnee- und Gletschergrenze ist für die Eiszeit auf der Karte Fig. 12, S. 50 [134] eingetragen.

Es ragte der Nordvulkan etwa 1400 m über die diluviale Schneegrenze, während die Gletscher sich etwa 1900 m an ihm hinabzogen; der Mittelvulkan erhob sich immer noch um reichlich 1000 m aus der Firngrenze, seine Gletscher erstreckten sich etwa 1500 m bergab, bis zur Ver-

einigung mit dem Eise des Nordvulkanes, während der Südvulkan wohl in die Schneeregion hineinragte, aber wohl nur in Zeiten vulkanischer Ruhe eine kleine Schneehaube trug [1]), und vielleicht dann auch unter günstigen topographischen Verhältnissen einen oder den anderen kleinen Gletscher erzeugte.

Es lagern also innerhalb der diluvialen

	Schneegrenze	Gletschergrenze
beim Nordvulkan	$23\frac{1}{2}$ km²	$40\frac{1}{2}$ km²
„ Mittelvulkan	15 „	30 „
„ Südvulkan	$\frac{3}{4}$ „	

Das landschaftliche Bild, welches der Dreispitz des Manindjau zur Eiszeit vor allem von W her bot, muss von imponirender Schönheit und erdrückender Majestät gewesen sein; erhoben sich doch die schneebedeckten Gipfel, ohne durch irgend welche störende Bergcoulisse beeinträchtigt zu sein, frei aus dem Tieflande zu ihrer imposanten Höhe, als weithin sichtbares Wahrzeichen, jede andere Erhebung auch der weiteren Umgegend weit unter sich lassend.

Aehnlich steht heute der Dempo in Süd-Sumatra, weit niedriger freilich und ohne Schneehaube, aber in einsamer Grossartigkeit alles hoch überragend (vergl. Taf. XII, Fig. 2).

Aber die Vulkane sind erloschen, die stolzen Gipfel verschwunden, und nur der ungeheure Einbruchskessel mit dem Manindjau-See erinnert an die Majestät alter Zeit; und mit den Gipfeln sind die Moränen, Rundhöcker und andere Spuren alter Vergletscherung geschwunden, aber eins ist geblieben: die ungeheuren Schlammströme, die weithin das Land noch jetzt eindecken.

Die Schlammströme. Die Schlammströme, welche bei jeder Eruption sich verheerend vom Vulkan herab über die Landschaften des Sockels ausbreiten, sind heute eine Eigenthümlichkeit der südamerikanischen Vulkanriesen, des Cotapaxi, Carihuairazo u. a., aber sie kommen nicht diesen allein zu, sondern allen gletschertragenden Vulkanen; denn sie entstehen durch Abschmelzen von Eis und Schnee bei der Eruption und vor allem hierbei durch die Hitze der ausfliessenden Lava.

Durch Th. Wolf [2]) haben wir diese Vorgänge am Cotopaxi näher kennen gelernt. Es wird nicht etwa die gesammte Eis- und Schneedecke bei einer Eruption abgeschmolzen, sondern nur insoweit sie mit flüssiger Lava in Berührung kommt.

Die glühende Lava, die aus dem Krater quillt, schiesst zunächst mit Gewalt über Rücken und Schluchten, sammelt sich dann aber allmählich in grösserer Masse in den Muldenthälern und Schluchten, welche den Berg herabziehen und sich convergirend zu grösseren Schluchten („Huaico“ bezw. „Quebrada“) vereinigen. Auf dem Wege werden ungeheuer breite und tiefe Gassen in Schnee und Eis ausgefurcht und grosse Wasserströme erzeugt; diese Wasser- und Schlammmassen in jeder Schlucht stehen in directem Verhältniss zu der im Eise ausgewühlten Gasse, welche die Fortsetzung dieser Schlucht nach oben bildet, und die Gasse ihrerseits steht im Verhältniss zur Lavamasse, welche durch sie herabkam.

Man kann sich vorstellen, welche Effecte diese ungeheuren Wassermassen hervorbringen müssen, die sich durch Aufnahme fester Bestandtheile, als Fels- und Eisblöcke, frische Lavaklumpen, Bimsstein, kleinere Schlacken, Sand und Asche, Verwitterungsboden etc. unter enormer Volumenzunahme in Schlammströme verwandeln.

1) Beim Cotopaxi ist nach Th. Wolf l. c. pag. 144 die 300 m hohe Gipfelpyramide schneefrei.
2) l. c. pag. 133 f.

Eine der 20 grossen Quebradas des Cotopaxi, die Schlucht von Manzanahuaico, besitzt etwas unterhalb der Schneegrenze die Breite von 100 m bei 60 m Tiefe, und dennoch konnte sie den Schlammstrom des Ausbruches vom 26. Juni 1877 nicht fassen, nach allen Seiten flossen die Massen über, und doch blieb Material genug, um die ganze vorgelagerte Ebene in Ausdehnung von mehr als 50 km² zu überfluthen und Hügel von 20—30 m Höhe anzuschwemmen; bei diesem Ausbruche führten mit Ausnahme nur einer oder zweier Schluchten alle Quebradas mehr oder weniger grosse Schlammmassen. Von der Menge des Schlammes kann man sich eine Vorstellung machen, wenn man bedenkt, dass die durchschnittliche Geschwindigkeit der Schlammströme beim Eintritt in die Ebene, d. h. auf dem flachen Sockel noch 10 m pro Sekunde war, und dass der Strom fast 1 Stunde dauerte, dass allein also eine Quebrada, wie die oben genannte, in dieser Zeit weit über $^1/_4$ Cubikkilometer Schlamm brachte; und so nimmt es nicht Wunder, dass die von 8 oder 9 solcher Quebradas gebrachten Schlammmassen über 30 km Entfernung als zähe Masse 100 m hoch in 12 m breitem Flussbette sich erheben konnten. Einen Maassstab für die Menge des Schlammes giebt auch die Thatsache, dass das schlammbedeckte Gebiet etwa 350 km² umfasste. Die Masse des bei dieser Eruption abgeschmolzenen Eises schätzt Wolf[1]), der den Cotapaxi im September 1877 besuchte, auf noch nicht $^1/_{10}$ des vorhandenen.

Wenn der Ausbruch des Cotopaxi vom 26. Juni 1877 nun auch zu den heftigeren gehört, so ist er doch noch keiner der grössten, noch kein Paroxysmus.

Wir können den Nordvulkan des Manindjau zur Eiszeit nun wohl mit dem Cotopaxi vergleichen, denn die etwa 1000 m, um welche letzterer den ersteren an Höhe übertrifft, werden durch die fast 1000 m betragende Depression der eiszeitlichen Schneegrenze ausgeglichen. Als Vulkan aber war der Manindjau grossartiger, denn er erhebt sich aus dem Tieflande (im W) oder nur auf 700 bis 900 m hoher Basis, während der Cotopaxi einem (im O) rund 3000 m hohen Hochlande aufsitzt.

Als Schlammströme glaube ich am Manindjau diejenigen Massen auffassen zu müssen, welche Verbeek[2]) und, ihm folgend, Fennema[3]) als limnisches Diluvium[4]) deuteten; es gehört aber auch ein Theil des von ihnen als Meeresdiluvium Ausgeschiedenen hierher. Es kommt hier vor allem die Hochebene von Fort de Kock und ihre nordwestliche Fortsetzung über Palembajan, Si Pisang und Muara Tantam in Frage.

Petrographisch stellen die in Frage kommenden Gebilde helle, meist bräunlichgraue, einem lehmigen Löss gleichende, meist von zahllosen, grösseren, kleinen und kleinsten, weisslichen Bimssteinbrocken erfüllte Massen dar, welche, ungeschichtet in dicken Lagen von wechselnder Mächtigkeit abgesetzt, eine ausgezeichnete Verticalstructur besitzen[5]) (vergl. Taf. VII, Fig. 1).

Der Gehalt an Bimssteinbrocken ist starken Schwankungen unterworfen. Gewöhnlich finden sich Lager von Lapilli und selbst grösseren Auswürflingen eingeschaltet, während randlich, d. h. in der

1) l. c. pag. 147.
2) Verbeek, l. c. pag. 525 ff.
3) Fennema, l. c. 228 ff.
4) Es ist zu beachten, dass der holländische Sprachgebrauch, gerade umgekehrt wie der deutsche, mit „meer" einen „See" bezeichnet (vergl. das deutsche „Steinhuder Meer"), während umgekehrt „zee" die See, das Meer, Ocean, bedeutet. Das holländische „meerdiluvium" ist also limnisches Seediluvium, „zeediluvium" umgekehrt Meeresdiluvium.
5) Diese Massen ähneln vulkanischem Löss, wie ich ihn typisch in wenig mächtiger (bis 2 m) Decke am Nordhange des Kaba in Süd-Sumatra bei Lobok Linggan am Ajer Klingi fand, nur in der Structur.

Nähe anstehenden Gesteins auch Granit, Kalk- und Schiefergerölle vorkommen. Da diese meist abgerollt sind, so glaubt VERBEEK schliessen zu müssen, dass das ganze Gebilde ein Wasserabsatz sei. Doch ist dieser Grund nicht stichhaltig und spricht in keiner Weise gegen die Deutung als Schlammmassen, welche auf ihrem Wege Bachgerölle mitgenommen haben.

Ich hatte Gelegenheit, diese Gebilde im Sommer und Herbst 1900 an zahlreichen Punkten zwischen Fort de Kock und Muara Tantam kennen zu lernen, und glaube sie als hervorgegangen aus zahlreichen über einander lagernden Schlammströmen auffassen zu müssen.

Die Annahme eines Absatzes aus Wasser schliesst der Mangel an Schichtung, sowie die Verticalstructur aus; auch das Fehlen von Fossilien spricht dagegen, sowie die starke Neigung der ebenen Oberfläche.

Die Annahme eines äolischen Absatzes schliesst die grosse Masse (unsortirter) Bimssteine aus.

Mit der Annahme der Entstehung aus Schlammströmen stehen dagegen alle beobachteten Erscheinungen wohl im Einklange. Auf dem Wege fand im Schlammstrome eine Sortirung statt, so dass allmählich alles gröbere Material zu Boden sank und nur das feine Material mit den specifisch leichten Bimssteinen weit geführt wurde. Bei einem neuen Ausbruche wurde der alte Schlamm mit Auswürflingen bedeckt, so dass sie als Lagen in den Massen jetzt enthalten sind, wiederum von jüngerem Schlamm überlagert.

Für diese Erklärung spricht aber auch die **Lagerungsform der Massen.** Zwar ist die Oberfläche ausserordentlich eintönig, und eben nur die tiefen, fast senkrecht eingeschnittenen Flussschluchten unterbrechen die Platte (vergl. Taf. IV. Fig. 2 u. Taf. VII, Fig. 1, 2), aber doch ist diese Ebene keineswegs, wie man bei limnischen Sedimenten erwarten sollte, annähernd horizontal, sondern ziemlich stark abfallend, und vor allem befindet der Rand (entsprechend der Seeküste VERBEEK's) sich keineswegs auf weitere Erstreckung in gleicher Meeresshöhe, sondern er sinkt nach N bedeutend.

Etwa 1 $^1/_2$ km Luftlinie nördlich Andalas tritt der Weg Fort de Kock-Palembajan auf die Grenze von Vulkanmantel und Schlamm und folgt dann dieser Grenze annähernd etwa 15 km Luftlinie. Die obere Grenze des Schlammes, wo dieser dem Vulkanmantel aufliegt, befindet sich:

bei Paal 14 Dorf Tangah	in	940	m	Höhe	
„ „ 15	„	990	„	„	
„ „ 15 $^1/_2$	„	977	„	„	
„ „ 18	„	780	„	„	
„ „ 19	„	750	„	„	
„ „ 20	„	690	„	„	
„ „ 21	„	750	„	„ [1]	
„ Palembajan	„	700	„	„	
am Batang Ajer Lubu Gadang	„	600	„	„	

also sinkt die Grenze allmählich auf 5 km von 990 auf 690, d. h. um 300 m und weiter auf ca. 7 km um 150 m! Es kann also von einem See-Absatz hier keine Rede sein! Im Gegentheil sieht man deutlich, wie diese Gebilde sich aus dem Pass von Bajur herausziehen.

Noch schöner und deutlicher sieht man das gleiche Verhalten am Schlammstrome von Kota Alam im N des Manindjau. Vom Masang-Flusse ausgehend, kommt man in einen rund 80 m

1) Zwischen paal 19 und 21 tritt ein Lavastrom weit vor, der die Schlammmassen theilte — (1 Paal = 1,8 km).

hohem Steilanstieg auf die Hochfläche, welche hier eine Höhe von durchschnittlich 130 m hat. Von hier erkennt man deutlich, dass der Masang den Schlammstrom nicht begrenzt, sondern nur in tiefer Schlucht durchschneidet, dass der Schlammstrom noch reichlich 4 km weiter bis zum B. Bartimah zum Fusse des Pasaman reicht. Der grosse Schlammstrom füllt nun weiter aufwärts das breite Thal zwischen dem Kalkzuge des Bukit Barpajung (712 m) und Pabinuhan (665 m) im O und dem Bukit Batas Gadang (540 m) und Bukit Si Karbau (425 m) im W. Vollständig eben, aber flach nach NW geneigt, durchmisst er dies Thal und steigt in seiner Höhe aufwärts von 135 m am Masang zu 150 m bei Durian Kambing, 237 m bei Kapalo Bandar, 392 m bei Koto Alam, 515 m bei Ambatjang, ja, er lässt sich weiter im Vulkanmantel im Alahan Anggang-Thale aufwärts verfolgen und endet etwa bei 860 m Höhe dicht unter dem Gunung Kapau. Das Alahan Anggang-Thal aber führt aufwärts zu dem tiefen Passe zwischen G. Gadang (1600 m) und G. Surian (1485 m). Wir erkennen hier also deutlich die „Quebrada", welcher dieser grosse Schlammstrom entquoll.

Leider kenne ich die Westseite des Manindjau nicht aus eigener Anschauung, aber nach der Geländegestaltung ist es unzweifelhaft, dass die Einsattelung zwischen dem G. Si Lasung südlich des B. Antokan und der 2 km südlich gelegenen Höhe 1150 gleichfalls einer „Quebrada" entspricht, durch welche sich in beträchtlicher Breite Schlammmassen nach W ergossen und zwischen dem B. A. Daras und B. A. Kalulutan Gadang sich fächerförmig auf dem Sockel ausbreiteten.

Abgesehen von diesen drei grossen Quebradas finden sich gelegentlich im N noch andere Spuren solcher, aber ohne die grosse Deutlichkeit und Sicherheit der erstgenannten, so z. B. bei Pintu Anggin.

Lavaströme. In inniger Beziehung zu den Quebradas stehen nach den Beobachtungen am Cotopaxi die Lavaströme. Bei der tiefgründigen Zersetzung des Bodens ist es nicht leicht, die alten Lavaströme nachzuweisen, zumal diese durch jüngeres Aschen- etc. -Material eingedeckt sind; so gelang es mir, nur wenige mit Sicherheit constatiren zu können, darunter einige von erheblicher Grösse.

3 km Luftlinie südöstlich von Palembajan quert der Weg nach Fort de Kock einen mächtigen Lavastrom, der in einer Breite von 1500 m sich den Hang hinabzieht. Er wirkt bestimmend auf die Vertheilung der Schlammmassen; während dieselben auf seiner rechten Seite von 800 m bei Paal 18 bis 690 m bei Paal 20 (an seiner nördlichen Ecke vor dem Ende gelegen) sich senken, liegen sie auf seiner linken Seite nur $^{2}/_{3}$ km von diesem letzteren Punkte entfernt in 750 m. Es vereinigten sich also hier Schlammmassen zweier Ströme, deren einer rechts, der andere links vom Lavastrome den Hang hinabkam; nur so lässt sich die beträchtliche Niveaudifferenz (60 m auf 600 m Entfernung!), welche nicht nur an der Grenze, sondern im ganzen Vorlande zum Ausdruck kommt (vergl. die Karte) erklären. Es brauchen aber die Schlammmassen nicht gleich alt zu sein. Die Grenze zwischen den Ablagerungen der beiden Quebradas bildet im Vorlande des Batang Si Anok der Oberlauf des Masang, sowie der kleine Sungei Puar.

Weitere Lavaströme fand ich beiderseits des Schlammstromes von Pintu Anggin oberhalb Palembajan im Thale des Batang Limau Pako sowie des Batang Lambas.

Ein mächtiger alter Lavastrom, bezeichnet durch die Hügelreihe G. Pandaman (725 m), Bukit Batas Tjubadak (650 m), Höhe 486 südlich des Kalkrückens Bt. Barpajung, trennt den Schlammstrom von Koto Alam links von den Schlammmassen rechts. Auch hier ist zwischen den Strömen eine Niveaudifferenz von etwa 50 m vorhanden. Ob der auffallend weit sich vorschiebende Rücken des

Bukit Si Karbau und Bukit Sasapan im NW von alten Lavamassen gebildet wird, konnte ich nicht constatiren.

Schliesslich markirt sich noch ein Lavastrom deutlich dicht nördlich des Batang Antokan. Etwa vom Gunung Tjikalo sich herabziehend, geht er, reichlich 1000 m breit, etwa 1 km nördlich des Batang Antokan, welcher durch ihn in seinem Laufe bedingt ist, weit in das Schlammplateau hinein, von diesem durch einen rund 100 m hohen Steilabfall abgegrenzt. Er wird vom Batang Tjikalo Gadang in jäher, bis 200 m tief eingeschnittener Klamm durchquert.

Morphologisch unterscheiden sich Lavaströme und Schlammströme recht deutlich vom Vulkanmantel. Während dieser letztere meist in zahllose schmale, steile Rücken zerlegt ist, bilden sowohl die Lavamassen, als die Schlammströme breite, ebenere Formen: die Lavamassen wenig zerschnittene, breite, lange Buckel, die Schlammströme breite, ebene, eingesenkte, von Steilschluchten durchschnittene Mulden.

Betrachten wir die Rekonstructionskarte des Manindjau, so sehen wir, dass der Sattel zwischen dem Nord- und Mittelvulkan innerhalb der Gletschergrenze liegt, und so ist es mehr als wahrscheinlich, dass in dieser orographisch so günstigen Mulde sich, von beiden Seiten gespeist, ein stattlicher Gletscher befand. Der Pass von Bajur und der Pass von Si Lasung, in denen die Schlammmasse so weit sich bergauf erstreckte — sie beide aber liegen in der gerade östlichen, bezw. westlichen Fortsetzung der Mulde und der Thäler, welche naturgemäss in den Winkeln am Treffpunkte beider Vulkanmäntel sich bilden mussten. Wenn die Rekonstruction richtig sein soll, so mussten sich hier mächtige Quebradas entwickeln, und das Auftreten solcher spricht umgekehrt auch für die Rekonstruction.

Auf dem Gehänge des Südvulkanes sind hingegen deutliche Spuren nicht nachweisbar. Dort, wo er mit dem Mittelvulkan zusammenstösst, finden sich keine Thäler, sondern im Gegentheil Vorsprünge: die Halbinsel Tandjong Pandjang und das Cap Tandjong Sani. Es spricht dies dafür, dass der Südkegel jünger ist als der Mittelvulkan, dass vielleicht der Mittelvulkan bereits im Erlöschen war, als der Südkegel sich aufbaute, ähnlich wie wir es jetzt bei den Kratern des Kaba haben.

Wie gross ist die Gesammtmächtigkeit dieser Schlammmassen? Die Frage ist nicht leicht zu beantworten, da die Mächtigkeit von der Gestaltung des Untergrundes abhängt und dieser nur schlecht bekannt ist. Es ist günstig, dass zahlreiche Durchragungen uns für die Beurtheilung des Untergrundes einige Anhaltspunkte geben, aber doch genügen diese allein nicht zur völligen Beantwortung. Jedenfalls sind die Schlammmassen ziemlich mächtig, doch dürfte die Mächtigkeit allenthalben sehr ungleich sein, da der Untergrund augenscheinlich ziemlich accidentirt ist; doch glaube ich mich Verbeek anschliessen zu sollen, der die durchschnittliche Mächtigkeit auf 100—120 m angiebt.

Das Alter des Manindjau-Vulkanes. Es bleibt die Frage nach dem Alter des Manindjau. Muss er diluvial sein? Ich glaube, auch wenn man von der Ruinenhaftigkeit des Vulkanes absieht[1]), die Frage bejahen zu müssen, und zwar wegen der Grossartigkeit der Schlammströme.

Zwar ist die Höhe von Nord- und Mittelvulkan so beträchtlich, dass sie auch in prä- bezw. postglacialer Zeit in die Schneeregion hineingereicht haben würden, aber doch nur so wenig, dass schwerlich ungeheure Schlammströme sich hätten bilden können; auch Wolkenbrüche oder Platzregen sind im Stande, Schlammströme zu entwickeln, aber doch nur solche geringerer Grösse, und für grosse

1) Die, für sich allein betrachtet, vielleicht zur Annahme eines höheren, also jungtertiären Alters, veranlassen könnte.

Wirkungen muss man grosse Ursachen suchen, und eine solche sind für die grossen Schlammmassen des Manindjau die diluvialen Eis- und Schneemengen des Nord- und Mittelvulkanes.

b) Der Merapi.

Der Merapi ist der höchste Vulkan des südlichen Padanger Oberlandes, zugleich auch noch der thätigste, wenn auch seine Thätigkeit in historischer Zeit nur kleinere Ausbrüche hervorgebracht hat. Er steht nördlich des Singkarak-Sees zwischen den grösseren Plätzen Fort de Kock, Padang Pandjang und Fort van der Capellen.

Auch hier will ich von einer näheren Beschreibung absehen, da dieselbe bereits von VERBEEK [1]) in ausgezeichneter Weise gegeben ist, und mich nur auf einige neue Beobachtungen und vor allem die tektonische Stellung beschränken.

Der Merapi hat insofern ein hohes Interesse, als bei ihm die Lage des Eruptionspunktes gewandert ist und sich auf der Wanderung verfolgen lässt. Es waren zur Zeit meines Besuches 1900

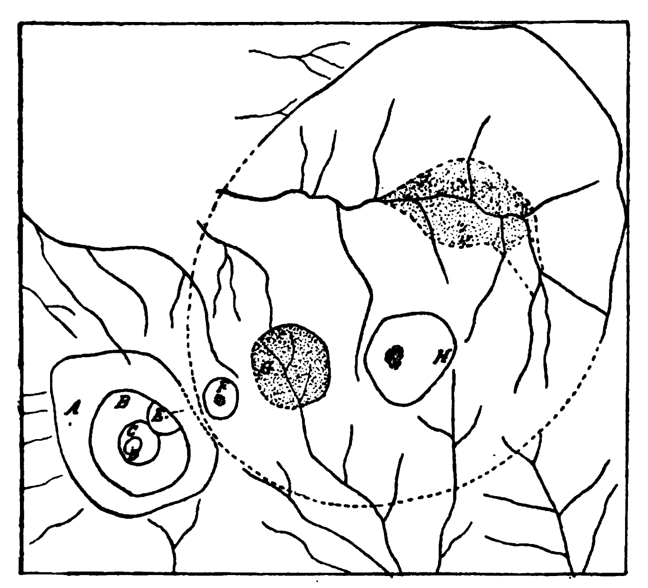


Fig. 15a. Die Krater des Merapi im Jahre 1879 (Copie nach VERBEEK 1:30000.) *A, B, C, D* die Parapatti-Krater, *E* thätiger Krater, *F* Verbeek-Krater [2]), *G* Pakan rebaha, *H* Kapundan mati.

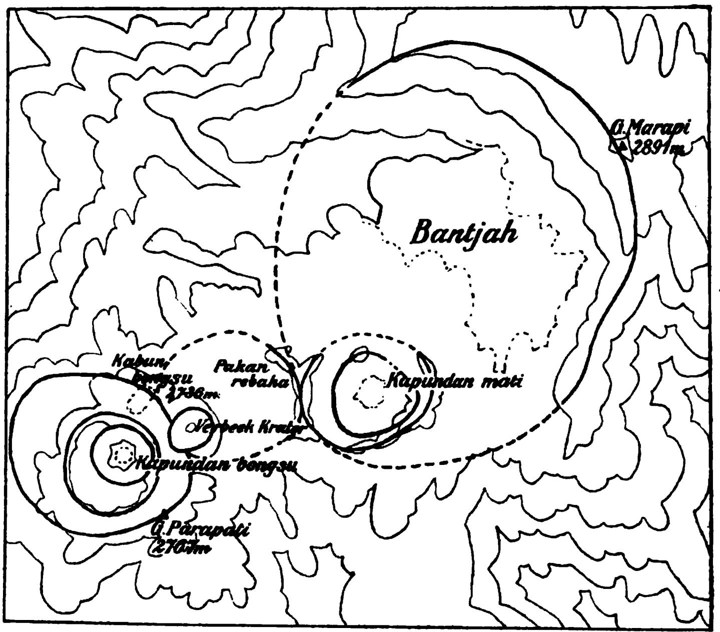


Fig. 15b. Die Krater des Merapi im Jahre 1900. Maassstab 1:30000. Die Isohypsen im Abstande von 100 m.

die mehr oder weniger deutlichen Reste von 8 Kratern vorhanden. Auf dem vorstehenden Kärtchen ist ihre Lage ersichtlich.

Am weitesten im O liegt der Kapundan tua, die Ruine des ältesten, grössten Kraters: es ist ein Ringwall, dessen nordöstliche Hälfte nur erhalten ist. Er gipfelt im O im höchsten Punkte des Berges, dem Gunung Merapi mit 2891 m. Nach W ist er geöffnet, der Boden ist von einem Hochmoor Bantjah eingenommen, welches in 2500 m Höhe liegt. Der Ringwall ist mit Urwald bedeckt, auch der Innenabfall ist dicht bewachsen, und senkrechte Felswände tauchen hier oft aus dem Grün empor.

1) VERBEEK, a. a. O. pag. 469 ff.

2) So möge der bisher namenlose Krater zu Ehren des Altmeisters sumatranischer Geologie genannt werden.

Sein Durchmesser ist etwa $1\,{}^{1}/_{2}$ km. Meines Dafürhaltens ist der Umfang, welchen VERBEEK dem alten Krater nach W giebt, wesentlich zu gross; die beiden kleinen Mittelkrater liegen ausserhalb des alten Kraters. In seiner SW-Ecke liegt ein jüngerer Krater, der Kapundan mati, ein oben etwa 330 m Durchmesser haltendes, fast 100 m tiefes, konisches Loch, dessen Boden sandbedeckt ist und das ganz mit dürftigem Strauchwuchs überzogen ist. Ein älterer Kraterrand von 500 m Durchmesser, der von VERBEEK nicht erwähnt wird, umgiebt ihn. In seiner Westwand steht ein Pakan rebaha[1]) genannter Mittelkrater. Sein Durchmesser beträgt etwa ${}^{3}/_{4}$ km. Der Boden ist mit feinem, vulkanischem hellbräunlichem Sande bedeckt. Dieser Krater ist sicher eine mehr ephemere, wenn auch grossartige Erscheinung gewesen. Er hat sich keinen eigenen Ringwall aufgebaut, sondern nur ein gewaltiges Rohr aus dem Westhange des Kapundan mati herausgepufft: das ist aus der Lagerung der Schichten des Kraterrandes deutlich zu entnehmen, welche in Hinsicht auf den Kapundan mati normal quaquaversal ist, in Hinsicht auf den Pakan rebaha hingegen anomal, wie das die Abbildung (Taf. IX, Fig. 2)

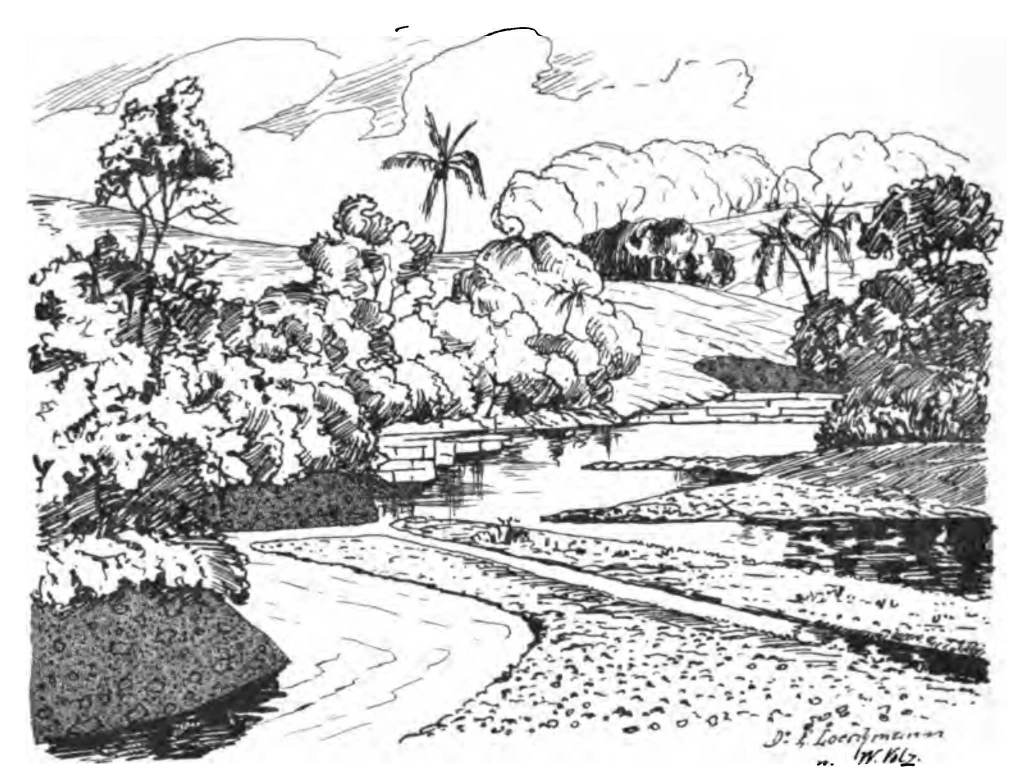


Fig. 16. Das Thal des Sello bei Saruasso. Der äusserste Rand des Mantels des Merapi-Vulkanes, oberes Eocän I überlagernd.

zeigt. Von ihm aus geht ein mächtiger Lavastrom um den Westgipfel herum nach SO zu Thal (Taf. XII, Fig. 2). Dieser Pakan rebaha ist jünger als der Ostkrater, aber auch jünger als der Westkrater, das zeigt auch der zum Theil auf dem Mantel dieses geflossene Lavastrom.

Der Westkrater hat sich seit der Beschreibung VERBEEK's bedeutend verändert (vgl. Textfig. 15 sowie Taf. IX, Fig. 1). Ein mächtiger alter Kraterrand von 800 m Durchmesser, im SO gekrönt vom

1) Pakan rebaha = „eingestürzte Einschaltung"; der Name ist also von den Malaiern mit feinem Verständniss gewählt!

Gipfel Parapatti (2767 m), umschliesst den heute thätigen jüngsten Krater, den Kapundan bongsu. In ihm liegt ein kleinerer jüngerer Kraterring (B Verbeek's) von 350 m Durchmesser. An dessen nordöstlichem Rande endlich der Kapundan bongsu, der heutige Krater von fast 250 m Durchmesser und fast 150 m Tiefe. Dieser ist seit 1879 entstanden aus den Kratern *C*, *D*, *E* Verbeek's. *C* und *D* waren zwei in einander liegende kleine Krater, *E* der im NO anschliessende kleine, tiefe, thätige Schlot. Jetzt ist eine grosse Röhre herausgepufft. Und deutlich erkennt man in der Wand noch die Lage des alten, kleinen Schlotes *E*. Hier findet noch jetzt die lebhafteste Solfatarenthätigkeit statt.

Im ONO liegt ein junger, kleiner, flacher Krater ausserhalb des Parapatti mit unbedeutender Solfatarenthätigkeit zwischen Kapundan bongsu und Pakan rebaha, der Verbeek-Krater.

Eigenartig ist ein Buckel, der im Parapatti-Ringwall nördlich hiervon gelegen ist, der Kabun bongsu. Er gehört zum Parapatti-Ring, ist aber SW—NO! gestreckt, so dass er also zugleich auch im Mittelkratersystem liegt. So sehen wir, dass der Mittelkrater aus O- und W-Krater herausgepufft ist, also jünger ist als beide.

Die Geschichte des Merapi gestaltet sich also eigenartig und complicirt:

Zuerst **Merapi-Stadium:** das Eruptionscentrum verlegt sich von N nach S!

Dann **Parapatti-Stadium:** im WSW bildet sich ein neues Eruptionscentrum, welches von WSW nach ONO wandert: der Pakan rebaha wird herausgepufft (Lavaerguss ohne Ringwallbildung), dann Rückwanderung von ONO nach WSW auf derselben Linie: Bildung des Verbeek-Kraters; und weiter in derselben Richtung Herauspuffung des Kapundan bongsu!

Danach erscheinen Ost- und Westkrater von einander unabhängig auf verschiedenen Linien wandernd.

Während der Parapatti ehemals kaum erheblich höher gewesen ist (etwa höchstens 200 m), dürfte der Ostgipfel, der Merapi, immerhin gegen 500 m höher gewesen sein, also eine grösste Höhe von etwa 3400 m erreicht haben, doch das ist ohne Belang. Der Merapi ist jetzt vollständig erloschen, wahrscheinlich schon seit langem, und so weist der thätige Parapatti morphologisch reinere Vulkanformen auf als jener. Bei jenem haben die Bäche tiefe Erosionsrisse eingegraben und so die Regelmässigkeit der Form zerstört. Dabei ist auch der Gesammtmantel des Merapi erniedrigt worden, und zwar dürfte dieser Betrag der Erniedrigung mindestens 30—40 m betragen: um so viel höher stehen die Schotterterrassen in den Seitenthälern des B. A. Kapumpung (des Marapalam-Thales) über der heutigen Thalsohle; bis zu ähnlicher relativer Höhe sind auch die eocänen Thalhänge des Batang Sello jenseits Saruasso mit vulkanischem Gerölle bestreut. Wir haben hierin einen Maassstab für **das Alter des Merapi.** Er ist jünger als der Sago. Hierfür spricht auch die geringere Zerstörung des Mantels. Ist also der Sago diluvial, so müssen wir den Merapi als alt-alluvial ansprechen. Für dies Alter spricht auch der Vergleich mit dem Singkarak-Vulkane. Dieser ist diluvial, und er stürzte durch die Entstehung des Singkarak-Grabens zum Theil ein. Der Ombilin-Fluss entwässert den Singkarak-See, und auch in seinem Flussbette finden sich alte Terrassen 30—40 m über dem heutigen Flussspiegel; diese Terrassen des Hauptstromes (der Sello ist ein Nebenfluss des Ombilin) sind mit jenen des Sello zu parallelisiren, also ist der Merapi jünger als der Singkarak-Vulkan, gleich alt mit dem Singkarak-Grabenbruche.

Vielleicht hängt es mit diesem jungen Alter zusammen, dass Schlammströme, wenn auch vielleicht nicht ganz fehlen, so doch in grösserer Ausdehnung nicht nachweisbar sind. Hier käme höchstens das Material dicht nordwestlich von Saruasso in Betracht. Aber auch hier kann höchstens von sehr unbe-

deutenden Schlammströmen die Rede sein, denn in die Ebene von Koto Tengah und Tandjong Barulak ist vulkanisches Material nicht hineingelangt, sondern alles Material ist durch die schmale Sello-Schlucht abgeführt worden, obgleich das Thal von Koto Tengah sich oberhalb bequem und weit nach O öffnet (vergl. auch die Karte, Textfigur 10 S. 38 [122]).

Was schliesslich die **tektonische Stellung** des Merapi anlangt, so steht auch er in einem Einbruchskessel von erheblicher Grösse.

Im O und N begrenzt ihn der Horst der Marapalam-Kette (vergl. die Karte 10 S. 38 [122]) (nördlich die Schieferhülle, südlich anschliessend der entblösste Granitkern), weiter südlich das eocäne Bongsu-Gebirge, im SO das tertiäre Hügelland von Telaga Gunung sowie im S der Horst des Bukit Pandjang-Gebirges, welcher ihn vom Singkarak-See trennt. Hoch und schroff abgebrochen erheben sich alle diese Züge über den flachen Vulkansockel (vergl. Taf. I, 1, Taf. XI, b). Im SW grenzt er an die Barisan-Kette. So steht der Merapi über dem versunkenen N-Stück der Singkarak-Kette.

Charakteristisch für die Umwallung des Kesselbruches sind eine Reihe von Circuseinbrüchen, die in mehr oder weniger deutlicher Ausbildung in der Umgrenzung sich finden. Vor allen Dingen sind es die alten Gesteine, welche diese Form oft zeigen, so der Granit nördlich des Bongsu-Gebirges. Am deutlichsten trägt jedoch der Bukit Gadang diesen Charakter; er erscheint, von W her gesehen, wie ein gegen den Merapi offener Halbkrater.

Im W und NW endlich schliesst sich vulkanisches Gebiet an: Singalang und Tandikat sowie die dem Manindjau-Vulkane zuzurechnende Ebene von Fort de Kock.

Ob zum Singalang und Tandikat genetische Beziehungen bestehen, lässt sich nicht entscheiden, da die zusammenstossenden Sockel alles verdecken; zum Sago bestehen solche nicht. Beides sind selbständige, sehr verschieden alte Gebilde, getrennt durch den Marapalam-Horst, in dem ein Querbruch nicht nachweisbar ist.

Das Alter der Verwerfungen lässt sich mit ziemlicher Sicherheit feststellen. Die NW—SO streichenden sind jünger als der Singkarak-Vulkan und der Melalo, also vermuthlich jungdiluvial bis altalluvial (vergl. oben S. 38 [122 f.]). Die Querbrüche mögen älter oder jünger oder gleich alt sein (bestimmte Anhaltspunkte fehlen vor der Hand), jedenfalls folgte die Bildung des Vulkanes unmittelbar der Entstehung des Einbruchskessels.

c) Der Vulkan Sago [1]).

Der Sago liegt in der geraden nordwestlichen Verlängerung des Thales von Bua. Er ist ein imponirender Berg, und zwar wirkt er landschaftlich, obwohl seine grösste Höhe nur 2261 m beträgt, durch seine breiten, die niedere Umgebung ca. 1000 m überragenden Formen. So behauptet er sich im landschaftlichen Bilde gegen seine höheren Nachbarn (vergl. Taf. I, Fig. 1).

Er ist eigentlich eine Vulkanruine: der alte Gipfel ist eingestürzt und bildet einen Riesenkrater von etwa 3 km Durchmesser. Der alte Kraterrand ist durch Erosion zerschnitten und besteht jetzt wesentlich aus 3 Stücken: dem G. Malintang (2261 m) im N, dem G. Sago (2080 m) im W und dem G. Karas (2035 m) im O. Ein Rekonstructionsversuch ergiebt für den Sago keine sehr erhebliche Höhe: etwa 11—1200 m höher als jetzt, also etwa 3400 m. Während aber die 1700 m-Isohypse alle drei Gipfel umschliesst, ist der Berg im SSO durch einen tiefen, bis 1000 m einschneidenden Riss ge-

1) Eine nähere, ausführliche Beschreibung giebt VERBEEK, a. a. O. pag. 446 ff.

öffnet. Das ist keine einfache Erosion, das ist Explosion; der Berg ist bei einem Ausbruche zerrissen. Es ist dieselbe Erscheinung, welche wir so typisch auch am Papandajan auf Java beobachten können: auch dieser Vulkan ist zweimal durch Explosion in derselben Weise aufgerissen, 2 tiefe Schluchten öffnen den Krater nach N, die jüngere entstand beim Ausbruche von 1772.

Das beigegebene Bild (Taf. X, Fig. 2) zeigt den aufgerissenen Sago von SO her. Aber der Sago ist erloschen, und kein Anzeichen vulkanischer Thätigkeit ist mehr vorhanden.

Die Karte des Topographischen Bureaus giebt das Innere des Sago nicht ganz richtig wieder [1]). Sie zeichnet das Bild eines steilen, gleichmässigen Trichters; das ist unrichtig. Das Innerste des Kraters ist mehr ebenflächig, es ist langsam steigendes, buckeliges Gelände, von jungfräulichem Urwalde bedeckt. Unvermittelt erheben sich, von bewachsenen Schuttkegeln umsäumt, die steilen Seitenwände, oft fast senkrecht aus dem Kraterboden. Dabei sind sie mit Bäumen bestanden, so weit es der Gehängewinkel irgend erlaubt und man klettert auf dem hohlen Wurzelgeflecht mühselig fast senkrecht hinan. Die Steilheit ist so gross, dass es einem von oben und von unten völlig unmöglich erscheint, hier hinauf- oder herunterzuklimmen; es wird ja auch nur durch die Baumwurzeln möglich gemacht. Der Baumwuchs wird nur dadurch ermöglicht, dass die Wurzeln nicht im oder am Boden liegen, sondern, ich möchte fast sagen, kandelaberartig den Stamm tragen, so dass im Innern dieses Wurzelgeflechtes grosse Höhlen sind. Aber oft, so z. B. am S-Absturz des Malintang, ist die Steilheit so gross, dass kein Baumwuchs möglich ist und die glatten Wände kahl aus der Tiefe Hunderte von Metern emporsteigen. Zahlreiche Bachschluchten entwässern, steile Gräte zwischen sich lassend, die Innenhänge und schliessen oben fast stets mit einer Felswand ab. Das Kraterinnere wird durch den Sello entwässert, welcher durch das Thal von Bua dem Sinamar zufliesst.

Der Berg ist ebenso wie die anderen mir bekannten Vulkane Indiens aufgebaut, aus Tuffen mit eingeschalteten, mehr oder weniger bedeutenden Lavaströmen. Letztere sind am Sago nicht so selten, wie VERBEEK angiebt; ich fand ihrer mehrere auf dem SO-Hange und gewann den unmittelbaren Eindruck, dass alle die radiär zu Thal gehenden Rücken des Vulkanmantels alte, ausgewitterte Lavaströme seien.

Tektonische Stellung. Der Sago steht im nördlichen Theile des Grabenbruches von Bua in einem grossen Einbruchskessel. Seine SW-liche Umgrenzung bildet der östliche Rand des Marapalam-Horstes zwischen Sago und Merapi, welcher sich weit nach SO bis zur Mündung des Sinamar in den Ombilin fortsetzt (vergl. die Karte Fig. 10, S. 38 [122]).

Im N gehört die Ebene von Pajakomboh zu diesem Einbruchskessel, und der Steilrand, in dem das Eocänplateau des Arau-Flusses in fast 200 m hoher senkrechter Wand abbricht, zeigt die Lage der Verwerfung. Der Arau-Fluss hat sich in tiefer, breiter Erosionsschlucht durch die Eocänplatte seinen Weg geschnitten; hierin haben wir einen Anhaltspunkt dafür, dass der Einbruch der Ebene von Pajakomboh schon ein beträchtliches Alter haben muss; dem entspricht auch, dass aus anderen Rücksichten der Sago-Vulkan relativ recht alt ist. Die Taf. I, Fig. 2 zeigt die cannonartige Erosionsschlucht des Arau-Flusses und im Hintergrunde den hohen, fast senkrechten Bruchrand der Eocänplatte gegen den Kessel von Pajakomboh.

Im NO ist das Verhältniss zum alten Gebirge nicht so klar ersichtlich, da hier der Vulkanmantel dasselbe zum Theil verhüllt und wesentliche Höhendifferenzen nicht vorhanden sind.

1) Ich habe den Sago-Gipfel zweimal im September 1900 vom Kraterinnern aus auf verschiedenen Wegen erklettert.

Petrographisch[1] sind am Sago 3 Gesteine zu unterscheiden: 1) ältere Amphibol-Andesite, durchbrochen von 2) Basalten. Der eigentliche Vulkan wird von 3) Pyroxen-Andesit aufgebaut, wie er auch bei den übrigen jüngeren Vulkanen auftritt. Die älteren Gesteine treten nur im Innern des Kraterkessels auf und sind durch Erosion freigelegte Reste älterer Thätigkeit. Auch hieraus geht für den Sago ein hohes Alter hervor, und wenn wir den heutigen Kegel höchstens als **diluvial** betrachten dürfen, reicht seine Entstehung vielleicht bis ins Tertiär zurück. Ob der Einbruchskessel, in welchem der Sago steht, dem älteren oder jungen Vulkane zubehört, ist nicht sicher zu entscheiden, und es muss also die Frage, ob er jungtertiär oder altdiluvial ist, einstweilen offen bleiben. Für letzteres spricht allerdings der Vergleich mit den übrigen Hornblendeandesit- und Basaltvulkanen West-Sumatras, welche alle nur unbedeutend sind. Aus diesem Grunde erscheint mir altdiluviales Alter für den Einbruch wahrscheinlicher.

Eines Momentes muss schliesslich noch gedacht werden: der mächtigen **Schlammströme.** Nach S hin hat der Sago durch das Thal von Bua in mächtiger Decke seine Schlammströme etwa 30 km weit bis Kumanis entsandt. Das Thal von Bua ist also in seiner heutigen Gestalt älter als der Sago.

In einer Breite, welche zwischen 1 und 3 km wechselt, zieht sich diese mächtige Masse vom Sago herunter, und unten im Thale von Bua hat sich der Sinamar 55—65 m tief sein Bett in sie eingeschnitten. Verbeek erwägt[2] die Möglichkeit der Entstehung als Schlammstrom oder als „gewöhnliches Flussdiluvium". Er giebt letzterer Anschauung den Vorzug, weil die Gesteinsblöcke meist abgerundet sind und Schichtung wahrzunehmen ist. Dass oberhalb der Einmündung des Sello-Thales im Sinamar-Thale kein Diluvium mehr vorkommt, glaubt er dadurch erklären zu können, dass der Sago jünger sei und das Diluvium des Sinamar-Thales verdecke. Das scheint mir unannehmbar, und gerade hierin sehe ich den Beweis dafür, dass es sich um „gewöhnliches Flussdiluvium" nicht handeln kann. Denn zweifellos müssten sich während seiner Ablagerung auch im Thale des Hauptflusses, des Sinamar, welcher unter anderem den ganzen Ost-Abhang des Sago entwässert, Schottermassen abgesetzt haben, die jenen des kleinen Sello, welcher im Wesentlichen nur das Innere des Vulkanes entwässert, einigermaassen entsprechen. Das ist aber nicht der Fall.

Wir können unmöglich annehmen, dass, während der Sello mächtige Thalsedimente ablagerte, der bedeutendere obere Sinamar keine Absätze bildete.

Wir müssen also für die Entstehung des Sello-Diluviums nach einer Erklärung suchen, welche die Möglichkeit giebt, dass es sich aussergewöhnlich schnell gebildet haben kann. Diese Möglichkeit ist in Schlammströmen ohne weiteres gegeben; und es erscheint nicht zufällig, dass diese Schlammströme aus der den Krater öffnenden Schlucht hervorkommen. Die beobachtete Schichtung erklärt sich leicht aus theilweiser, späterer Umlagerung durch das fliessende Wasser der Flüsse. Die Schlammmassen haben ein beträchtliches Alter, denn der Sinamar hat sich durchschnittlich 60 m tief in das von ihnen gebildete Plateau eingegraben.

Es erübrigt ein Hinweis auf die Ebene von Pajakomboh[3]), welche von mächtigen Bimsstein-

1) Die Ergebnisse der Untersuchung der von mir am Sago gesammelten Gesteinsproben werden demnächst an anderer Stelle zusammen mit jenen der Proben der anderen von mir untersuchten Vulkane Sumatras veröffentlicht werden.

2) Verbeek, a. a. O. pag. 534.

3) Die durchschnittliche Breite der Ebene beträgt etwa 13—14 km, die Entfernung des Vorderrandes vom Vulkanfusse etwa 10—12 km. Nach NW hin erstreckt sich ein etwa 12 km langer und 4 km breiter Fortsatz (Fortsetzung des Grabens von Bua) im Thale des oberen Sinamar.

tuffmassen eingedeckt ist. Tektonisch ist sie der nördliche Theil des grossen Einbruchskessels des Sago. Es liegt nahe, auch für die Entstehung dieser Bimssteintuffmassen die gleiche Erklärung anzunehmen wie für diejenigen des Manindjau-Vulkanes.

So wahrscheinlich dies auch ist, möchte ich doch ein Urtheil nicht abgeben, weil ich die Ebene von Pajakomboh nur flüchtig kennen lernte.

d) Der alte Singkarak-Vulkan [1]).

Das Ostufer des Singkarak-Sees ist ganz vulkanischen Ursprunges. Wie das beifolgende Kärtchen zeigt, steigen die Ufer sehr steil an bis zur 800 m-Isohypse, um dann ostwärts gegen das Si Bumbum-Gebirge sanft sich abzudachen. Es ist dies die erhaltene östliche Hälfte eines alten Vulkanes, dessen westliche Hälfte eingestürzt ist und unter dem Singkarak-See vergraben ist.



Fig. 17. Die Ruine des Singkarak-Vulkanes; die westliche Hälfte ist durch den Grabenbruch des Singkarak-Sees versunken. Die dick punktirte Linie (----) bezeichnet die Mantelgrenze. Der besseren Uebersicht halber sind die Flussläufe fortgelassen. Isohypsen im Abstande von 100 m.

Nach Gesteinsbeschaffenheit und Bau handelt es sich beim Singkarak-Vulkane um einen der jungen Vulkane des Quartärs. Das ist wichtig für die Feststellung des Alters des Bruches und damit des Singkarak-Sees: sie sind jünger als der Singkarak-Vulkan und, da wir diesem nach Analogie mit dem Manindjau-Vulkane ein diluviales Alter beimessen dürfen, ältestens jungdiluvial. Der Bruch, der diesen Vulkan mitten durchgeschnitten hat, lässt sich nach SO wie nach NW weit verfolgen. Er geht nach NW am Gunung Pandjang-Gebirge westlich entlang bis Kubu Krambil — das Gebirge ist als Horst stehen geblieben — nach SO an Solok und Muara Panas vorbei bis in die Höhe des Vulkans Talang, d. h. über eine Länge von etwa 65 km. Der westliche Flügel ist abgesunken. Ihm parallel geht etwa 8 Kilometer westlich ein anderer Bruch, dessen Lage durch das Westufer des Singkarak-Sees gekennzeichnet wird, so dass also der Singkarak-See das Mittelstück eines tektonischen Grabens ist. Der westliche Bruch lässt sich von Padang Pandjang im N an verfolgen, schneidet ein Stück des Melalo-Vulkanes ab und geht, dem Westufer des Singkarak-Sees folgend, nach SO, wo er unter jüngeren vulkanischen Bildungen verschwindet.

Dieses Bruchsystem gehört zu dem grossen Staffelbruche des Bongsu-Gebirges im NO des

1) Bezüglich der Einzelheiten verweise ich auf Verbeek, l. c. pag. 433 f.

Singkarak-Sees. Daraus lässt sich das Alter ableiten (vergl. S. 38 [122 f.]: jünger als der Singkarak-Vulkan, älter als der grösste und älteste Krater des Merapi. Wir haben es also mit einem sehr jungen Einbruche zu thun, der jungdiluvial bis altalluvial ist.

Schon Verbeek ist auf den Graben aufmerksam geworden und setzt sein Entstehen mit den Vulkanen Merapi und Talang in Beziehung; dieser Vermuthung giebt er folgendermaassen (l. c. pag. 435) Ausdruck: „in de lange spleetvormige ruimte waarop de Melalo-, Singkarak- en de Pasar Arbaä-vulkanen als schornsteenen stonden, bevond zich gesmoltene lava. Het plotseling terugzinken van de lava in dezen haard, waarschijnlijk veroorzaakt door de vernieuwde opening van de kraters van den Merapi en van den Talang, had de instorting van de als holle mantels staan blijvende vulkanen ten gevolge. Daarbij verdween de oostelijke helling van den Melalo-, de westelijke helling van den Singkarak- en de top van den Pasar Arbaä-vulkaan."

Dem kann ich mich nicht ganz anschliessen, wenn auch der Grundgedanke richtig sein dürfte. Ich glaube nicht, dass eine directe Beziehung zu dem beträchtlich jüngeren Merapi bestehen kann.

Ich meine, man wird nicht fehl gehen, wenn man die Entstehung des Grabens als ein „Rücksinken" oder „Nachsacken" auffasst, hervorgerufen durch die intensive Thätigkeit der diluvialen Vulkane: Singkarak, sowie der auf dem Abbruche der Barisan-Kette stehenden Reihe Melalo, Lantei mit Tempurung, Bongsu I[1]), Limau manis mit Segiri.

Der Merapi ist erst wieder eine Reaction auf dies Nachsacken und die damit zusammen stattfindende Entstehung des Bongsu-Staffelbruches.

Ueber die **tektonische Stellung** des Singkarak-Vulkanes selbst ist Näheres noch nicht bekannt.

e) Die Barisan-Vulkane[2]).

Auf dem Westabbruche der Barisan-Kette steht eine Reihe von alten Vulkanen: Limau manis-Segiri, Bongsu, Lantei, welche, eng an einander grenzend, den Verlauf dieser Verwerfungsspalte (Abbruch des Padanger Niederlandes) kennzeichnen. Es handelt sich um alte, durch Denudation stark angegriffene Ruinen, welche als gleich alt mit dem Manindjau, also diluvial anzusprechen sind; dadurch erhalten wir einen Rückschluss auf die Verwerfung: Grenze von Pliocän und Diluvium.

Zu dieser Gruppe gehört auch der Melalo-Vulkan, dessen östlichstes Mantelstück durch den Grabeneinbruch des Singkarak-Sees versunken ist. Obwohl sein Alter dadurch wohl charakterisirt ist, fehlen einstweilen Beobachtungen über seine tektonische Stellung.

Viel besser unterrichtet sind wir in diesem Punkte über den Doppelvulkan Singgalang-Tandikat. Er gehört zu den jüngeren Vulkanen und weist noch heute eine schwache Thätigkeit auf; sein letzter Ausbruch fand 1892[3]) statt.

Er steht auf dem N—S gerichteten, morphologisch sich äusserst scharf heraushebenden NW-Abbruche der Barisan-Kette. Dass auch Beziehungen zu dem NW—SO streichenden westlichen Randbruche des Singkarak-Grabens vorhanden sind, erscheint um so wahrscheinlicher, als das Alter beider, des Singgalang und des Grabens, übereinkommen.

1) Nicht zu verwechseln mit dem aus Eocänconglomeraten bestehenden Bongsu-Gebirge, welches ein durch Staffelbruch entstandenes Bruchgebirge ist (vergl. S. 35 [119]).

2) Vergl. Verbeek, a. a. O. pag. 406, 413, 416, 420 und 457.

3) Nach mündlicher Mittheilung einiger Herren in Padang.

f) Der Kaba.

Im Hinterlande der Hafenstadt Benkulen steht in **Süd-Sumatra** der jetzt noch thätige Vulkan Kaba. Auf einem gewaltigen, die Umgebung weit überragenden Unterbau bauen sich die heute noch thätigen, viel weniger bedeutenden Kegel auf; so ist der Gesammteindruck des Berges viel imponirender, als man nach der im Verhältniss zu anderen Vulkanen Sumatras mässigen Höhe von 1990 m erwarten sollte. Es erscheint die heutige Thätigkeit, welche die Reihe der zum Theil recht grossen Kratere geschaffen hat, nur wie ein Aufflackern alter, energischer Thätigkeit.

Für die eingehende Schilderung der Kratere verweise ich auf die vorhandene Literatur[1]) und möchte mich hier auf eine kurze Darstellung der wichtigsten geologischen Züge beschränken.

Von Kapala Tjurup aus hat man von N her eine schöne Aussicht auf den Vulkan[2]), dessen Gipfel vielleicht 15 km entfernt sind. Auf einem mächtigen, flachen Sockel erhebt sich die Gipfel-

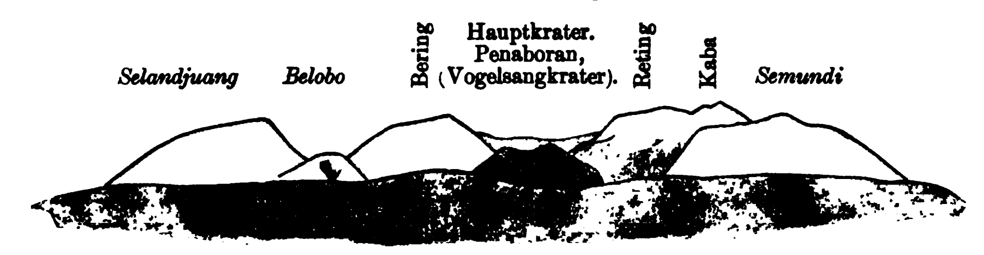


Fig. 18. Blick auf den Sockel des Kaba-Vulkanes und die ihn krönenden Kuppen von Kapala Tjurup im N her. Die Bergnamen des alten Kraterringes sind cursiv gedruckt. W. Volz del.

krönung, einem Sockel, der die Ruine alter (vielleicht diluvialer) energischer Thätigkeit ist. Aber auch die recente Thätigkeit ist complicirter, als die bisherigen Angaben ahnen liessen. Schon Verbeek erkannte, dass der Eruptionspunkt beim Kaba von SW nach NO gewandert ist. Der Kaba ist eigentlich ein Doppelvulkan und besteht aus den beiden Zwillingsbergen Bukit Hitam und Kaba. Der erstere, welcher an Höhe dem Kaba etwa gleich kommt, ist erloschen und verwachsen; er bildet, im SW des Kaba gelegen, den Ausgangspunkt der recenten Thätigkeit; dass er jedoch noch nicht ganz tot ist, zeigen die häufigen Erdbeben, welche an ihm ihren Ausgangspunkt haben. Zwischen ihm und dem Kaba steht ein kleinerer, gleichfalls erloschener, bewachsener, namenloser Kraterkegel, welcher nach N durch einen tiefen Riss geöffnet ist. Der eigentliche Kaba selbst aber hat seine Somma: im N und O umgiebt ein Kranz langer, schmaler Rücken die heutigen Kratere; es sind der Selandjuang bezar, Selandjuang kitjil und Belobo im O und NO, und der Semundi im NW. Obwohl diese Stücke eines älteren grossen Kraterrandes durch Erosion bereits getrennt sind und an Höhe ziemlich erheblich hinter den jüngeren Gipfeln zurückbleiben, weisen sie doch noch (besonders der Selandjuang kitjil) eine bemerkenswerthe Fumarolenthätigkeit auf. Nach W zu macht sich dieser alte Ring nur als breiter Absatz bemerkbar. Ob der oben erwähnte, namenlose Krater innerhalb dieses älteren Ringes liegt oder ihm aufsitzt, konnte ich leider nicht einwandfrei feststellen (vergl. Fig. 21).

In diesem alten, jetzt schon vollständig urwaldbedeckten Kraterringe liegen auf einer SW—NO

---

1) Verbeek, Zuid-Zumatra, l. c. pag. 165 ff. Eine detaillirte Karte eines Theiles des Gipfelfeldes giebt v. Karáczon in Tijdschr. v. h. Aardrijksk-Genootschap. II. Serie. Bd. 14. 1897. pag. 555 mit Karte) mit Einleitung von Fennema. Schliesslich ist noch ein Aufsatz von B. Hagen (Globus. Bd. 79. 1901. pag. 245 f.) zu erwähnen.

2) Die Skizzen Verbeek's sind von Padang Ulak Tanding, das ca. 14 km weiter nördlich liegt, aufgenommen. Hier beeinträchtigt der Fuss des Tjundung die Aussicht und verdeckt den Sockel des Kaba grossentheils.



E. Löschmann, nach einer Originalskizze von W. Volz.

Fig. 19. Der Hauptkrater des Kaba (Kaba-Krater s. str.); im Grunde der jüngere Doppelkrater mit den Solfataren und Miniaturkratern; rechts unten reliefartig stehen gebliebene Schollen, von Schlammmassen umflossen; vorn der nachbrechende Kraterrand. Links ist ein kleines Stück des Verbeek-Kraters sichtbar.

gerichteten Linie die drei vegetationsarmen, thätigen Kratere, der Kaba-Krater, Verbeek-Krater[1]) und Penaboran[2]) oder Vogelsang-Krater. Von ihnen ist der Kaba-Krater der älteste. Er hat einen Durchmesser[3]) von etwa 1000 m; der ständig im Abbrechen fortschreitende Rand kulminirt in 3 Gipfeln, dem Kaba, 1983 m[4]), und den beiden den Durchbruch zum Verbeek-Krater flankirenden Gipfeln Bering, 1960 m, und Reting, 1970 m. Meine[5]) Messungen, welche für den Kaba etwa 1990 m und für den Reting etwa 1965 m[6]) ergaben, stimmen hiermit vortrefflich überein.

200—250 m tief stürzen die Wände lothrecht ab zum Kraterboden, und dieser mächtige, durch Schwefel allenthalben in den prächtigsten Farben leuchtende, dampfende Krater ist eines der imponirendsten, schönsten Bilder, welche ich jemals in Indien gesehen habe.

Breite Schutthalden umgürten die steilen Wände und durch Schwefelanflug haben sich die schwarzen Brocken im Laufe der Zeit gelblich gefärbt, sind stellenweise auch wohl lebhaft roth zersetzt. Im südöstlichen Theile des Bodens erhebt sich ein flacher, junger Doppelkrater bis zu etwa 50 m relativer Höhe, dessen Innenwände etwa 20—30 m tief steil nach innen einfallen. Der Boden ist mit Schlamm bedeckt; beim grösseren von ihnen findet sich im nördlichen Theile eine Wasserlache. Dort, wo der grössere östliche und kleinere westliche zusammenstossen, stehen 2 kleine Miniaturkrater, welche heftig Dampf ausstossen, ebenso findet an der Nordwand des grösseren, vor allem aber des kleineren Kraterbeckens sehr lebhafte Solfatarenthätigkeit statt, welche gelegentlich den ganzen mächtigen Kaba-Krater mit Dampf erfüllt. Hier scheinen sich Anfangs der 90er Jahre vorigen Jahrhunderts bedeutsame Veränderungen vollzogen zu haben. Der grössere Ostkrater des Binnenkraters scheint[7]) weiter eingebrochen zu sein, und nach 1895 erst haben sich die beiden kleinen (von Hagen nicht erwähnten) Miniaturkrater gebildet.

Fennema glaubt in seinen Begleitworten zur v. Karáczon'schen Karte die Kratererweiterung am Reting auf einen Ausbruch zurückführen zu sollen. Ich meine, dass hier ein einfacher Einsturzvorgang bei bezw. in Folge der Bildung des Verbeek-Kraters vorliegt; am Bering nämlich findet sich eine ganz ähnliche Nische: als der Verbeek-Krater durch Explosion sich neu bildete, sind ver-

1) Für diese von Verbeek als I und II bezeichneten Kratere schlägt Hagen die genannten Namen vor; ich behalte seine Bezeichnungen als durchaus billigenswerth bei.

2) Dieser jüngste und thätigste Krater, den Verbeek, da ihm ein inländischer Name nicht bekannt war, als Vogelsang-Krater bezeichnete, führt bei den Anwohnern den sehr hübschen Namen Penaboran, d. h. der „Sämann“. Er soll 1873 entstanden sein.

3) Ich folge hier meist den v. Karáczon'schen Angaben. Die v. Karáczon'sche Karte mit Isohypsen im Abstande von je $2\frac{1}{2}$ m ist im Maassstabe 1:5000 publicirt. Trotz aller darauf verwandten Sorgfalt wäre auch hier „weniger mehr“ gewesen. Die durch den Maassstab und Isohypsenabstand prätendirte Genauigkeit ist nicht vorhanden; die Isohypsen sind lediglich interpolirt. Gelegentlich verlieren sich einige im Gelände!! Das konnte ich an zwei Stellen in der Gegend des Bering constatiren: über der Höhenzahl 1960 treten 7 Isohypsen in ein steiles Thal ein, 4 treten aus und von diesen verliert sich eine bald auch, so dass nur 3 übrig bleiben! Im ONO desselben Berges vereinigen sich die 1610 und 1620 m-Isohypsen zu einer, während die $1612\frac{1}{2}$, 1615, $1617\frac{1}{2}$ m-Isohypsen einfach aufhören!!

4) Verbeek giebt seine Höhe nur mit 1650 m an; ihm folgen die Karten etc.

5) Da ich vom Kaba sofort nach Bengkulen reiste, konnte ich meine Messungen direct auf den Meeresspiegel beziehen. Den Ostrand des Penaboran mass ich mit 1765 m. Für Kepahiang und Kapala Tjurup erhielt ich die von Verbeek etwas abweichenden Höhen 515 und 525 m.

6) Eine Höhendifferenz von etwa 25 m erscheint mir für die beiden Gipfel richtiger als die v. Karáczon'sche Angabe von nur 13 m.

7) Die Verbeek'sche flüchtige Skizze zeigt etwa den Zustand, welchen auch ich antraf. Bei v. Karáczon hingegen flacht sich der genannte Krater nach innen sehr langsam ab und sein tiefster Punkt liegt im S. Wir können also hier zwischen 1876 und 1893 ein Aufblähen des Kraterbodens, zwischen 1893 und 1895 ein Wiederzurücksinken und zwischen 1895 und 1900 die Bildung kleiner Binnenkrater constatiren.

muthlich diese beiden Nischenstücke mitsammt dem Kraterstücke zwischen Kaba- und Verbeek-Krater als Bergstürze in die Tiefe gegangen. Für vulkanologische Entstehung der Nischen fehlt jeder Anhaltspunkt.

Der Rest des Kaba-Kraterbodens wird von Schlammmassen ausgefüllt, welche den Innen-Doppelkrater vom höher gelegenen südlichen Theile nach dem niedrigeren NO umfliessen. Hier ist eine auffallende Erscheinung zu beobachten. Ehemals war das Niveau der Schlammmassen beträchtlich höher; später erfolgte central ein Einbrechen der in der Tiefe bereits erhärteten Schlammmassen, und es blieben am Rande erhärtete Schlammschollen an den Wänden stehen, welche jetzt mit senkrechtem Absturz 10—20 m hoch wie Reliefhalbinseln oder -inseln aus dem umgebenden schwarzen Schlammstrome herausragen (vergl. Fig. 19).



E. Löschmann, nach einer Originalskizze von W. Volz.

Fig. 20. Der Verbeek-Krater (vorn) und Penaboran (Vogelsang-Krater) des Kaba; im Hintergrunde rechts der Selandjuang. Vom Gipfel des Reting aus (nach unten!) gesehen.

Ein sehr eigenartiges Bild bietet der Verbeek-Krater. Er ist etwa 450 m im Durchmesser und seine Wände stürzen 40—80 m in die Tiefe. Der obere Kraterrand befindet sich etwa in 1780—1800 m Meereshöhe. Es liegt also sein Boden rund 40 m höher als der des Kaba-Kraters. Auch sein Boden ist schlammbedeckt. In seinem nördlichen Theile und ihn grossentheils ausfüllend befindet sich ein Binnenkrater, dessen Trichter schlammerfüllt ist. In der Mitte des Trichters [1]), sowie auf dem Rande des Walles befinden sich im Ganzen 4 grössere und kleinere Löcher, welche in die schwarze

1) Karáczon zeichnet hier statt eines Loches einen kleinen Kraterkegel ein. Also auch hier ist Veränderung eingetreten.

Tiefe gehen. So erhält man den Eindruck, als ob der Boden des Verbeek-Kraters ein hohles Gewölbe wäre.

Der Verbeek-Krater ist jünger als der Kaba-Krater und in dessen Mantel hineingepufft. Den Beweis hierfür kann man deutlich im Verbeek-Krater am Fusse des Reting sehen. Dort beobachtet man, dass die innere Steilwand des Kraters am Reting aus Lagen besteht, welche nach Fallen und Streichen dem Kaba-Kraterkegel angehören. Discordant darauf liegen dann die Auswurfsproducte des Verbeek-Kraters. Aehnliche Beobachtungen machte ich am Mittelkrater des Merapi (vergl. oben S. 60 [144] und Taf. IX, Fig. 2).

Durch eine 40—50 m tiefe Einsenkung getrennt liegt im NO der Penaboran- oder Vogelsang-Krater, 1770 m, der jüngste Krater. Es ist ein vegetationsloser, normal aufgeworfener, schwarzer Kegel (vergl. Fig. 20), dessen Kraterloch etwa 200 m Durchmesser und 70 m Tiefe hat. Der Trichter geht in zwei Absätzen zur Tiefe und zeigt am Boden einen kleinen, Dampf entsendenden Kraterkegel. Bemerkenswerth ist, dass bei ihm von der Höhe des Ringwalles ab sich der Kraterrand nach innen zu etwa 5—8 m breit flach abwölbt, ehe er scharf abbricht. Der letzte Ausbruch soll etwa 1885 stattgefunden haben.

Weithin ist alles mit der schwarzen Asche des Penaboran (d. h. der „Sämann") bedeckt, und besonders im O ergeben sich charakteristische Erosionsbilder: die einige Meter dicke schwarze Aschen-

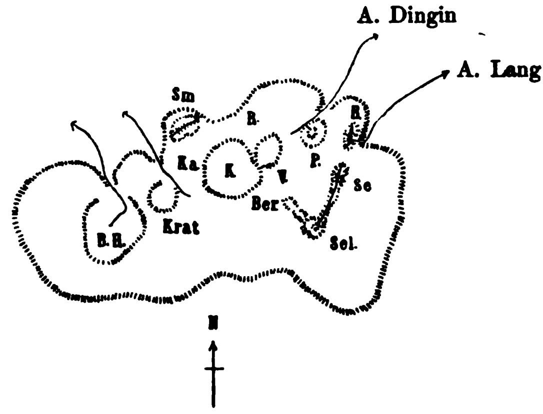


Fig. 21. Skizze des Sockels und der Kratere des Kaba (auf Grundlage der v. KARÁCZON'sche Skizze). 1:80000. *B.H* Bukit Hitam. *Krat* namenloser Zwischenkrater, *K* Hauptkrater des Kaba, *Ka* Kaba-Gipfel, 1990 m, *R* Reting, *Ber* Bering, *V* Verbeek-Krater, *P* Penaboran- oder Vogelsang-Krater, *Sel* Selandjuang bezar, *Se* Selandjuang kitjil, *B* Belobo, *Sm* Semundi; letztere 4: alter Kraterrand.

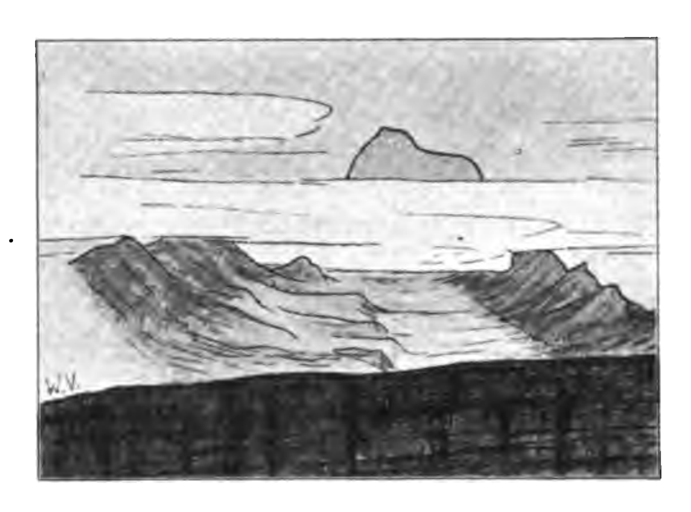


Fig. 22. Der tektonische Graben zwischen Kaba und Dempo in Süd-Sumatra; Blick vom Hauptkrater des Kaba aus; im Hintergrunde der Dempo.

decke ist in den Erosionsrinnen fortgeführt, auf den niederen Rücken dazwischen dagegen erhalten und in steilen kleinen Wänden angeschnitten; so nimmt sich das Ganze aus, wie ein zersägtes, schwarzes Brett, bei dem die hellere Unterlage contrastirend zum Vorschein kommt.

Wir haben also beim Kaba zu unterscheiden:

a) eine **ältere (diluviale ?)** Thätigkeitsperiode, deren Reste im flachen Sockel erhalten sind[1]);

b) eine **jüngere (alluviale)** Thätigkeitsperiode:

1) Dieser Sockel ist auch v. KARÁCZON schon aufgefallen. Vergl. l. c. pag. 564 u. 569 und Karte III.

1) zunächst der grosse Doppelvulkan: Bukit Hitam — Selandjuang-Belobo-Semundi;
2) dann, im letzten Krater sich aufbauend, der jetzige Kaba mit seinen 3 Krateren in folgender Reihenfolge:
   zunächst Kaba-Krater,
   dann Verbeek-Krater,
   schliesslich Pen aboran.

Tektonisch steht der Kaba im grossen südsumatranischen Grabenbruche, der auf der beigegebenen Skizze (Fig. 22) deutlich zum Ausdruck kommt.

2. Die geologische Stellung der jungen Vulkane[1]).

Die Thätigkeit der jungen Vulkane — meist Pyroxen-Andesite producirend — setzte ein mit der Zertrümmerung und Spaltenbildung, welche durch die junge Gebirgsbildung und Torsion an der Wende des Tertiärs hervorgerufen wurde. Die Blüthezeit fällt in das Diluvium und Altalluvium, während sich gegen die geologische Gegenwart hin eine Abnahme deutlich bemerkbar macht.

Die Gesammtzahl der Vulkane dürfte für Sumatra und Java zusammen 200 weit überschreiten. Für Java allein gibt Verbeek in seinem Standardwerk 114 an, von denen noch 14 thätig sind.

Für Sumatra zählte Verbeek bis zum 2° n. Br. ihrer 65. Diese Zahl bedarf einiger Correcturen. Jenseits des 2° kommen vor allem in den Battaklanden, vielleicht auch in Atjeh noch sehr zahlreiche Vulkane, darunter mehrere thätige, hinzu. Als thätig sind in Sumatra bisher 12 Vulkane bekannt geworden, also 4[2]) mehr, als Verbeek im Jahre 1883 aufführen konnte; es sind folgende:

Krakatao	Talang	Sorik Berapi
Dempo	Merapi	*Pusuk Bukit*
Kaba	*Singgalang*[3])	*Sibajak*
Pik von Korintji	Pasaman	*Sinabun*

Es möge hier eine **kurze Aufzählung**[4]) **der jungen Vulkane** Sumatras folgen:

I. Sunda-Gruppe: auf den Inseln und an den Küsten der Sunda-Strasse:

auf Java: Salak-Gede und Danau-Gruppe (12 Vulkane):

in der Sunda-Strasse:

1. Zutphens-Inseln, Dwars in den Weg[6]) 140 m, Toppershoedje[6])
2. Pulu Tiga
3. Pulu Sebuko[5]), 426 m
4. Pulu Sebesi, 859 m
*5. Krakatao, 822 m[6])
   Prinzen-Insel[7]), 320 m
6. Pulu Lagundi

auf Sumatra:

7. Radja Bassa, 1291 m
8. Tangka oder Kalambajang, 1042 m

1) Vergl. hierzu W. Volz, Die Anordnung der Vulkane auf Sumatra, in Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Cultur. Bd. 79. 1901. Nat. Sect. pag. 6 ff. — W. Volz, Die Vulkane Javas, ibidem Bd. 79. 1901. pag. 12.
2) Den Krakatao führt Verbeek l. c. Anhang pag. 667 nachtragend als thätig an.
3) Die Verbeek als thätig nicht bekannten sind cursiv gedruckt.
4) Vergl. Verbeek, l. c. pag. 399; Zuid-Sumatra pag. 152.
5) Die Höhen sind zumeist nach der neuen Karte von Sumatra in 1:1000000 von Dornseiffen und Pleyte angegeben.
6) Die thätigen Vulkane sind mit * bezeichnet.
7) Gehört geographisch zu Java.

9. Pesawaran
10. Telok, 1200 m
11. Ratai, 1554 m
12. Tanggamus, 2280 m

II. In der Afdeeling Kroë:

13. B. Sekintjau mit Subahan Allah und Punggur, 1600 m

III. Ranau-Gruppe:

14. B. Pesagi, 2240 m
15. B. Kokosan, 1680 m
16. B. Seminung, 1846 m
17. B. Pundjung, 1200 m
18. B. Pematang Agung, 1760 m
19. Ranau-Vulkan (diluvial)

IV. Pasumah-Gruppe:

20. B. Besar I
21. B. Pandan, 1700 m
22. B. Nanti mit Karang
23. B. Djabut, 2000 m
24. B. Panindjawan, 2615 m
25. B. Garang-garang, ca. 2000 m
26. B. Ringgit I, ca. 2720 m
27. B. Ringgit II
28. B. Begajut
29. B. Patah, 2150 m
30. B. Balei (oder Umang)
31. B. Besar II
32. B. Djambul, 1457 m
33. B. Sumur, 1447 m
34. B. Isir-Isir
*35. Dempo, 3120 m

V. Redjang-Gruppe [1]:

*36. Kaba mit Bukit Hitam, 1990 m
37. G. Paliek, 2500 m
38. B. Daun, 1620 m
39. B. Lumut, 2160 m
40. B. Tjundung

VI. Korintji-Gruppe:

41. Raja, 2300 m
42. Pandan
43. Patah Sembilan
*44. Korintji oder Pik von Indrapura, 3690 m
55. B. Tudjuh

VII. Padanger Hochland-Gruppe:

46. Danau di Baru-Vulkan oder Pasar Arbaä
*47. Talang oder Sulasi, 2542 m
48. Limau manis mit Segiri (diluvial)
49. Bongsu I (diluvial)
50. Lantei (diluvial)
51. Melalo (diluvial)
52. Singkarak (diluvial)
*53. Singalang-Tandikat, 2890 m
*54. Merapi, 2891 m
55. Manindjau (diluvial)
*56. Pasaman-Telamau, 3000 m
57. Talu (diluvial)
58. Si Rabungan, 1448 m
59. Sago, 2261 m
60. B. Gadang, 1949 m

VIII. Mandailing-Gruppe [2]:

61. Malintang
62. Sanduduk oder Sikaduduk
*63. Sorik marapi, 1788 m

IX. Tapanuli-Gruppe:

64. Lubuk Raja mit Boalboali, 1990 m

---

1) Ob die weiter nördlich gelegenen Berge, B. Seblat ca. 2000 m und B. Ipu ca. 2800 m Vulkane sind, ist unsicher.

2) Der Kalabu ist kein Vulkan (vergl. oben S. 28 [112]).

X. Battak-Gruppe:

65. Dolok Saut
66. Dolok Martimbang

Es folgen nun in den Battaklanden im S wie im N des Toba-Sees, und ihn beiderseits begleitend, eine Unzahl grösserer und kleinerer Gipfel, deren Zusammenhang und Bedeutung wir nicht kennen, wir wissen nur, dass sie alle vulkanisch sind. Auf der geologischen Uebersichtsskizze der Battaklande und des Toba-Sees[1]) konnte ich ihrer einige sechzig aufführen; jenseits des Gebietes dieser Karte folgen noch zahllose, zum Theil bedeutendere Berge, welche wahrscheinlich auch vulkanischer Entstehung sind, die aber noch nie besucht wurden.

Die wichtigsten selbständigen Eruptionscentra in den Battaklanden sind:

*67. Pusuk Bukit, ca. 2000 m
68. Deleng Singalang, 1800 m
69. D. Piso Piso, 1870 m
70. D. Ossar, 1616 m
71. D. Langsibattan, ca. 2500 m
72. D. Simbolon, 1400 m
73. D. Tenaro, 1916 m
74. D. Liang, 1550 m
75. D. Baros, 1950 m
*76. D. Sibajak, 2172 m
77. D. Simati, 1250 m
78. D. Pintu, 1885 m
79. D. Si Milir, 1813 m
*80. D. Si Nabun, 2417 m
81. D. Palpalan, 1815 m

XI. Anschliessend sind aus den **Alas-Ländern** zu nennen besonders folgende Berge, welche wahrscheinlich Vulkane sind:

82. D. Alas, 2580 m
83. D. Bidul, 2500 m
84. D. Pongongesong, 2870 m
85. D. Bandahara, 3030 m
86. D. Sangkapan, 1890 m
87. D. Segama, 2015 m

Im Hinterlande von Edi (O. Atjeh):

88. G. Temin

In den Gajo-Ländern:

89. G. Sinobong, 3700 m
90. G. Abong Abong, 3400 m

u. a.

Die Zahl der Vulkane, selbst grosser Vulkane, ist sehr viel grösser, als hier angegeben.

Diese Liste zeigt deutlich, wie gering eigentlich unsere thatsächlichen Kenntnisse von Sumatra sind, wie weit wir davon entfernt sind, ganz Sumatra auch nur in den Grundzügen zu kennen. Zutreffend ist die Liste wohl nur in der Sunda-Gruppe, Padanger Hochlandgruppe und Mandailing-Gruppe. In allen anderen werden mehr oder weniger erhebliche Aenderungen eintreten. Wie VERBEEK 1883 die Zahl der javanischen Vulkane auf 44 angab, während ihre Zahl durch die geologische Aufnahme auf 114, also fast das Dreifache anwuchs, so wird auch die Zahl der sumatranischen Vulkane eine viel grössere sein, als man bisher annahm.

b) Die Anordnung der Vulkane.

Die Vulkane Sumatras sind in einer langen, schmalen Zone angeordnet, welche im Wesentlichen dem Westabhange des Barisan-Gebirges folgt. Von der Sunda-Strasse an zieht sich diese Zone in SO—NW-Richtung längs der Westküste Sumatras von 6° s. Br. bis 2° n. Br. Von hier geht sie, die Insel querend[2]), durch die Battaklande zur Ostküste zum Diamond-Point. Es be-

1) W. VOLZ, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. Taf. II.

2) VERBEEK meint, dass sie auch fernerhin der Westküste folge und zur Atjeh-Spitze ziehe; doch kam Verf. auf einer früheren Reise in die Battaklande im Jahre 1898 zu der Ueberzeugung, dass dies nicht der Fall sei, dass die Vulkanzone vielmehr in den Battaklanden die Insel quert. Allerdings scheinen auch in Atjeh Vulkane vorzukommen.


106°
5°

trägt also die Länge der Vulkanzone in Sumatra, welche sich über 11 Breiten- und 8 Längengrade zieht, rund 1600 km.

Wie schon aus der Liste hervorging, stehen die Vulkane in dieser Zone nicht gleichmässig vertheilt, sondern sie häufen sich in gewissen Gebieten, während dazwischen längere oder kürzere vulkanfreie Strecken auftreten. Es ist also geologisch dieselbe Art des Auftretens wie bei den südamerikanischen Vulkanen[1]). Wir haben in Sumatra (und ebenso auch in Java) eine Vulkanzone mit Häufungsgebieten, aber keine Vulkanspalte[2]).

Wie das Verhältniss der Häufungsgebiete zu den Zwischengebieten sich gestaltet, zeigt folgende Tabelle:

	Länge in km	Zahl der Vulkane	davon thätig	also 1 Vulkan auf km:
I. Sunda-Gruppe	**165**	17	1	10
Zwischengebiet	45	—	—	—
II. Kroë-Gruppe	—	1(3?)	—	—
Zwischengebiet	15	—	—	—
III. Ranau-Gruppe	**45**	6	—	7½
Zwischengebiet	45	—	—	—
IV. Pasumah-Gruppe	**100**	16	1	6
Zwischengebiet	60	—	—	—
V. Redjang-Gruppe	**65**	5	1	13
Zwischengebiet	130[3])	—	—	—
VI. Korintji-Gruppe	**70**	5	1	14
Zwischengebiet	80	—	—	—
VII. Padanger Hochland-Gruppe	**175**	15	4	12
Zwischengebiet	25	—	—	—
XIII. Mandailing-Gruppe	**60**	3	1	20
Zwischengebiet	75	—	—	—
IX. Tapanuli-Gruppe	**35**	1?	—	—
Zwischengebiet	35	—	—	—
X. Battak-Gruppe.	**210**	über 17	3	?
XI. Alas-Gruppe	**90**	über 6	?	?
Nordküste	120	?	?	?

Da man auf einen Vulkan durchschnittlich 15—20 km Sockeldurchmesser rechnen kann, so ergiebt sich ein Anhalt für den Grad der Häufung der Vulkane in den Häufungsgebieten, obwohl es natürlich falsch wäre, irgend welche weiteren Schlüsse daraus zu ziehen.

c) Die tektonische Stellung der Vulkangruppen.

(Vergl. hierzu die tektonische Uebersichtskarte von Sumatra).

Bereits im Vorhergehenden ist oft Gelegenheit gewesen, auf den Zusammenhang zwischen der Tektonik und dem Auftreten dieses oder jenes Vulkanes hinzuweisen. Hier mögen noch einmal kurz für die einzelnen Vulkangruppen die in Betracht kommenden geologischen Daten im Zusammenhange aufgeführt werden. Leider ist das nicht für alle Gruppen möglich, da uns manche nur geographisch, nicht aber in ihrer geologischen Stellung bekannt sind, bei anderen wohl die Verbreitung der die Unterlage bildenden geologischen Formationen, nicht aber ihre genauen Lagerungsverhältnisse untersucht sind.

I. Die Sunda-Gruppe.

Die Sunda-Strasse ist durch einen Einbruch entstanden (vergl. oben S. 42 [126]; seine räumliche Ausdehnung ist sehr gross (ca. 160 × 100 km), dagegen scheint die Sprunghöhe nicht so erheblich

1) Vergl. u. a. A. Stübel, Ueber die Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptionscentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika (Petermann's Geogr. Mittheil. 1902. Heft 1).

2) Vulkanspalte im Sinne einer Längsspalte, auf welcher die Vulkane stehen, wie Verbeek annimmt.

3) Hier liegen die zweifelhaften Vulkane Seblat und Ipu.

zu sein. Die Sunda-Strasse selbst bleibt in ihren grössten Tiefen unter 200 m. Dagegen sind die Küsten der grossen Inseln Sumatra und Java ziemlich hoch. Die javanische Küste hat etwa eine durchschnittliche relative Höhe von 100—200 m. In ihrem südlichen Theile wird sie von einem aus älterem Neogen bestehenden Höhenzuge begleitet, der Höhen von 600 m und darüber trägt. Der Gunung Pajung auf der SW-Halbinsel Javas ist 480 m hoch und besteht gleichfalls aus Altneogen. Das jüngere Neogen ist bereits verschwunden.

Man wird danach die Sprunghöhe des Einbruches auf mindestens 3/4 km schätzen müssen. Wahrscheinlich ist sie wesentlich grösser, da die vulkanische Aufschüttung in der Sunda-Strasse nicht berücksichtigt ist. Die umgrenzenden Brüche folgen den beiden Sumatraner Hauptbruchrichtungen NW—SO und N—S.

Die Vulkane umkränzen theils den Bruchkessel, theils durchqueren sie ihn auf einer NNO—SSW gerichteten Linie.

III. Die Ranau-Gruppe.

Die hierher gehörigen Vulkane gruppiren sich um den Ranau-See. Den Ranau-See betrachtet Verbeek wohl mit Recht als die eingestürzte Ruine des alten (diluvialen) Ranau-Vulkanes. Die grösste Länge des Sees beträgt 15 1/2 km, seine Oberfläche 106 km², seine grösste Tiefe 229 m, seine Meereshöhe 559 m. In seiner SO-Ecke hat sich der 1846 m hohe Seminung aufgebaut. Der Pundjung ist wohl mit den nach N und O anschliessenden Zügen nur als Stück des alten Kraterrandes des Ranau-Vulkanes aufzufassen.

Die Gruppe steht im SO-Stücke eines grossen tektonischen Grabens, dessen NO-Rand durch die Granithorstzüge des Bukit Garbo- und Ulu Giham-Massives, dessen SW-Rand durch die Schieferketten und den Dioritzug von Tjuko Nau auf der Grenze nach Bengkulen bezeichnet werden. Im Graben selbst, der hier etwa 35 km breit ist, liegt die Ebene von Muara Dua. Sie ist aufgefüllt durch enorme Bimssteintuffmassen, welche dem alten Ranau-Vulkane entstammen [1]); sie dacht sich vom Ranau-See nach N flach ab und sinkt von 700 m auf 250 m Meereshöhe hinab. Auch bei diesen Bimssteintuffmassen handelt es sich offenbar um Schlammströme [2]), unter denen am oberen Komering bei Muara Dua die alte vorpliocäne Unterlage zu Tage kommt.

IV. und V. Die Pasumah- und Redjang-Gruppe.

Wir können mit einiger Wahrscheinlichkeit die Semangka-Bai als südliche Fortsetzung dieses Grabens betrachten (es stehen dann also die Kroë-Vulkane in oder am Rande eines tektonischen Grabens), während das Zwischengebiet zwischen Dempo und Kaba, die Ebene von Ampat Lawang im S von Talang Padang, seine nordwestliche Fortsetzung bildet. Der Graben, welcher hier durch den Rücken von Kepahiang und das Gumai-Gebirge sowie weiterhin das Ambong-Bras-Gebirge begrenzt wird, geht auf etwa 12—15 km Breite zusammen, und während die begrenzenden Gebirgszüge bis über 1000 m Höhe ansteigen, sinkt die Grabensohle von 500 m bei Kepahiang auf 218 m bei Tandjong Raja in O (vergl. Textfigur 22, S. 71 [155]).

---

1) Der Graben von Muara Dua ist also mindestens altdiluvial.

2) Verbeek (Zuid-Sumatra. pag. 161) verwirft diese auch von ihm erörterte Möglichkeit zu Gunsten der Annahme eines Absatzes in einem Binnensee. Hiergegen spricht meiner Ansicht nach die gleichmässige Neigung der Tuffmassen (vergl. oben S. 56 [140 f.]).

In diesem Graben baut sich der Kaba auf, dessen Eruptionspunkt sich im Laufe der Zeit vom Bukit Hitam immer weiter nach NO verlegt hat. Dieselbe Stellung nimmt im SO der Ebene von Ampat Lawang der Dempo ein, und auch die anderen Vulkane der Pasumah- wie der Redjang-Gruppe scheinen in inniger Beziehung zu diesem grossen, südsumatranischen, tektonischen Graben zu stehen, indem sie theils seinen Rändern aufsitzen, theils in ihm selber fussen.

Wie weit sich der Graben nach N erstreckt, ist unbekannt.

VII. Die Padanger Hochland-Gruppe.

Die Vulkane dieser Gruppe sind am besten bekannt. Ihre tektonischen Beziehungen wurden bereits detaillirter besprochen, es sei daher hier nur ganz kurz recapitulirt.

Das Padanger Hochland ist durch zahlreiche, meist SO—NW streichende Längsbrüche mit kurzen Querbrüchen arg zerstückelt.

Man kann ungefähr eine von ausserordentlich mächtigen Tertiärsedimenten (meist Paläogen) bedeckte NO-Hälfte und eine SW-Hälfte unterscheiden, welche zur Tertiärzeit nicht vom Meere bedeckt war. Beide Hälften sind gleichmässig stark dislocirt, aber es ist auffallend, dass die Vulkane die tertiärbedeckte Hälfte meiden, nur der Sago sowie der Bukit Gadang stehen zum Theil auf dieser; aber sie stehen nicht isolirt, sondern im Gegentheile, sie sind nur die am weitesten nach O vorgeschobenen Glieder eines grossartigen Vulkanhaufens [1]), der bei seiner grossen Breite auf die Tertiärhälfte etwas übergreift.

Man erhält direct den Eindruck, dass die ausserordentlich mächtige, auf über 1000 m Mächtigkeit anschwellende Tertiärdecke, trotz aller grossartigen Einbrüche und Verwerfungen dem Drängen des vulkanischen Magmas Stand gehalten, dass dieses viel leichter seinen Weg durch den alten gezerrten, zertrümmerten, gelockerten Rumpfe des Barisan-Gebirges fand, dass so direct ein innerer Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Vulkane und der Verbreitung des Tertiärs besteht. Diese Vermuthung gewinnt ausserordentlich an Wahrscheinlichkeit, wenn wir sehen, dass die Vulkanzone dort, wo das Tertiär ans Meer tritt, auf die Landseite rückt (Tapanuli-Gruppe), dem alten Gebirge folgend.

Recapituliren wir die tektonische Stellung der einzelnen Kegel kurz:

auf dem Westabbruche des Barisan-Gebirges in fast continuirlicher Reihe:
Limau manis, Bongsu I, Lantei, Singgalang-Tandikat, Manindjau, Pasaman-Telamau, Talu;

im Singkarak-Graben und dessen N- und S-Fortsetzungen:
Talang, Merapi, Si Rabungan;

im Bua-Graben und dessen Fortsetzung (nach O vorgeschoben):
Sago, Bukit Gadang;

nicht sicher zu erkennen ist die tektonische Stellung der diluvialen Vulkane Melalo und Singkarak, weil spätere grossartige Dislocationen das Bild hier verwischt haben.

IX. Die Tapanuli-Gruppe.

Die Vulkane dieser Gruppe — es ist ungewiss, wie viel selbständige Eruptionscentra vorhanden sind — stehen landeinwärts der hier an das Meer tretenden Tertiärzone. Ueber ihre Be-

1) Drängen sich doch hier auf den Raum von nur ca. 5600 km² 8 zumeist gigantische Vulkane, darunter 2 Doppelvulkane und ein erloschener Dreispitz zusammen.

ziehungen lassen sich kaum Vermuthungen aufstellen, da die Gegend geologisch wenig erforscht ist.

X. Die Battak-Gruppe.

Mit der Tapanuli-Gruppe tritt die Vulkanzone von der Küste fort ins Innere hinein. Sie folgt nun nicht mehr der nach W abbiegenden Küste, sondern durchquert die Insel und geht zur Ostküste. Die Battak-Gruppe ist wohl die grossartigste Anhäufung von Vulkanen im ganzen Archipel; nur die Preanger-Gruppe von Java kann ihr verglichen werden. Die Zahl der Vulkankegel ist sehr gross, aber nicht näher bekannt.

Auch hier seien nur die hauptsächlichsten tektonischen Züge kurz [1]) zusammengestellt.

Der den Battaklanden angehörende Theil der Vulkanzone zerfällt in zwei morphologisch getrennte Stücke: das Gebiet des Toba-Sees und die Karo-Hochfläche [2]).

Der Toba-See verdankt seine Entstehung einem grossartigen Einbruch, dessen Sprunghöhe im nördlichen Theile, dem eigentlichen Toba-See, mindestens 1000 m erreicht, während der kleinere südliche Theil, das Thal von Silindung, weniger tief abgesunken ist. Die abgesunkene Scholle ist in sich weiter zerstückelt, und auf der Grenze beider Theile sind am Südufer des Toba-Sees einige kleine Horste [3]) stehen geblieben.

Die Länge des wesentlich SO—NW gerichteten Toba-Sees beträgt 90 km, seine durchschnittliche Breite 25 km, seine Oberfläche 2050 km^2; das Thal von Silindung ist etwa 27 km lang und bis zu 20 km breit. Wir haben es also hier mit einem ausserordentlich grossartigen Dislocationsphänomen zu thun. Begleitet werden die Ränder dieses Einbruches von einer einfachen, oft auch doppelten Reihe mehr oder weniger bedeutender Kegel.

Die nördlich anschliessende Karo-Hochebene ist ein Aufschüttungsplateau. Ihr nordöstliches Vorland, die Ostküste Sumatras, ist abgesunken, und auf dem Steilabbruch, einem typischen Bajonettbruch, steht, ähnlich wie in dem Padanger Hochland, eine lange Doppelreihe bedeutender, grösstentheils bereits erloschener Vulkane: die Simbolon-Sibajak-Similir-Reihe. Zwischen dieser im NO und im SW der Langsibattan-Kette, welche vom N-Ende des Toba-Sees in NW-Richtung streicht, ist durch subaerische Auffüllung die rund 1500 m hohe Karo-Hochebene entstanden zu einer Zeit, als der Toba-See noch nicht existirte. Auch die Hochfläche selbst weist einige, meist erloschene Vulkankegel auf.

Nach ihrem Alter reicht die Sibajak-Similir-Kette, ebenso wie die Langsibattan-Kette und die anderen Battak-Vulkane, in die Zeit der grossen Gebirgsbildung zurück, d. h. die meisten Vulkane sind diluvial; die Entstehung des Toba-Sees hingegen ist etwa gleich der des Singkarak-Grabens auf die Grenze von Diluvium und Alluvium zu setzen.

Die beiderseits im O wie im W an den Toba-See angrenzenden Gebiete sind unbekannt.

XI. Die Alas-Gruppe.

Die Vulkane dieses fast völlig unbekannten Gebietes scheinen sich eng an die Battak-Vulkane anzuschliessen; wahrscheinlich gehören sie mehreren Gruppen zu.

1) Eine eingehende Darstellung findet sich in W. Volz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. pag. 39 ff.; vergl. auch Wing Easton, ibid. 1896. pag. 435 und Jaarboek van het Mijnwezen. 1895. Wetensch. gedeelte. pag. 149.

2) So genannt nach dem sie bewohnenden Stamme der Karo-Battaker.

3) Vergl. Wing Easton, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1896. pag. 464.

d) Zusammenfassung.

Allen Gruppen, soweit überhaupt über ihre geologische Stellung etwas bekannt ist, ist das eine gemeinsam: sie sind auf das engste mit Zertrümmerungsgebieten verknüpft, und zwar scheinen gerade die tektonischen Gräben oder grabenartigen Einbrüche sehr charakteristisch für die Häufungsgebiete zu sein (südsumatranischer Graben, Singkarak-Graben, Graben von Bua, Toba-See). Die Richtung der Hauptbrüche ist vor allem NW—SO, also etwa annähernd gleich der Längserstreckung der Insel; dieselbe Richtung bevorzugen die Vulkanlinien in den einzelnen Gruppen.

Wo, wie in West-Sumatra, die alte Unterlage zu Tage tritt, zeigt es sich, dass gerade in den Vulkanhäufungsgebieten dieselbe enorm zertrümmert ist; in Süd-Sumatra ist dieselbe durch die gefaltete Neogendecke grösstentheils dem Auge entzogen, aber doch zeigt sich auch hier in dem grossen, durch 400 km sich erstreckenden Graben die Mächtigkeit der Dislocationen; in Java tritt bei der allverhüllenden Neogendecke die Zertrümmerung des Untergrundes noch stärker zurück. Aber auch hier kann man sich der engen Abhängigkeit des Auftretens der Vulkane von durch Zerrung entstandenen Zertrümmerungs- oder Bruchgebieten (also nicht einer grossen Längsspalte) nicht verschliessen.

Wenn Verbeek annimmt, dass die Vulkane auf einer von Querspalten gekreuzten Längsspalte ständen, so ist diese Anschauung angesichts des hier zusammengebrachten Materiales unhaltbar. Bei der argen Zertrümmerung des älteren Gebirges wäre es ja wohl möglich, von Bruch zu Bruch übergehend, eine Bruchlinie (oder mehrere) längs durch Sumatra zu construiren, aber diese zusammengesetzte Bruchlinie wäre nie „eine Längsspalte“, nie ein einfaches Phänomen; auch die Querspalten erweisen sich als rein hypothetisch, so z. B. stehen Singalang — Merapi — Sago[1]) nicht auf einer Querspalte, sondern in parallelen Längsgräben. Das ist ein fundamentaler Unterschied; denn die Verbeek'sche Auffassung rückt die Längsspalte mit ihren Vulkanen an die erste Stelle in der Tektonik der Inseln, während die hier entwickelte Anschauung die Gebirgsbildung mit ihren directen Wirkungen (Torsion, Zertrümmerung etc.) an die erste Stelle setzt und den Vulkanismus erst als secundäre Folgeerscheinung auffasst.

e) Die Vulkane Javas.

Nachdem wir die Vulkane Sumatras in ihrer tektonischen Stellung kennen gelernt haben, erscheint es ebenso interessant wie nothwendig, auch die Vulkane Javas kurz in den Bereich der Betrachtung zu ziehen.

Nachdem wir gesehen haben, wie eigenartig das Auftreten der Vulkane an der Westküste Sumatras ist (dass sie nur auf dem tertiärfreien Gebirge auftreten), dass auch dem die Vulkane tragenden Barisan-Gebirge Süd-Sumatras die mächtige Pliocändecke fehlt, muss es von Interesse sein, zu untersuchen, wie die Vulkane auf einem von sehr mächtigen Tertiärsedimenten eingedeckten Gebiete, wie Java, auftreten.

Betrachten wir die tektonische Uebersichtskarte von Java (vgl. die Beilage), so fällt uns sofort die Unregelmässigkeit der Vertheilung der Vulkane auf. Auch hier haben wir es mit einem Auftreten in grösseren oder kleineren Gruppen zu thun. Verbeek nimmt auch für Java an, dass die Vulkane

1) Untersuchungen darüber, ob sie magmatisch gleich oder verschieden sind, werden auf Grund meiner Ansammlungen zur Zeit ausgeführt und sollen in ihren Resultaten später veröffentlicht werden.

auf (2) Längsspalten auftreten, aber ein Blick auf die Karte zeigt, dass die Längsspalten hypothetisch sind, im Felde nicht nachgewiesen [1]), im Gegentheil, dass die im Felde nachgewiesenen tektonischen Elemente (Falten und Brüche) gegen derartige durchgehende Längsspalten sprechen — und das, was wir in Sumatra feststellen konnten, tritt uns auf Java fast noch klarer vor Augen: die reihenartige Längserstreckung der Vulkanzone hat mit einer sogenannten vulkanischen Längsspalte nichts zu thun.

Wir können folgende Gruppen unterscheiden:

I. Die ostjavanische Gruppe:
1) Idjen-Gruppe: 5 Vulkane,
2) Hijang-Argopuro,
3) Lemongan,
4) Tengger-Gruppe; 6 Vulkane,
5) Malang-Gruppe: 6 Vulkane,
6) dazu die alten Vulkane bei Besuki;

II. Wilis-Gruppe: 2 Vulkane;
III. Lawu-Gruppe: 2 Vulkane;
IV. Muriah-Gruppe: 2 Vulkane (alt); hierher die 2 Karimun-Djawa-Vulkane (?):
V. die mitteljavanische Gruppe: 16 Vulkane;
VI. die Slamat-Gruppe: 2 „
VII. die Cheribon-Gruppe: 2 „
VIII. die Preanger-Gruppe: 41 „
IX. die westjavanische Gruppe: 9 „
(X. die Sunda-Gruppe: 13 „ ·).

Betrachten wir die Anordnung der einzelnen Vulkane in den Häufungsgebieten, so ist unschwer zu bemerken, dass die scheinbar so charakteristische Längsrichtung lediglich die Gruppen betrifft, die Vulkane in den Gruppen folgen nur ganz ausnahmsweise der Längsrichtung; sie stehen fast ausschliesslich:

in mehr oder weniger N—S gerichteten Vulkanreihen,
in dichtgedrängten Haufen,
in Halbkränzen.

Die Vulkanlinien folgen aber ausnahmslos der Richtung der Hauptbrüche des Torsions-Sprungnetzes. Das ist besonders auffallend z. B. bei der ostjavanischen, westjavanischen und Sunda-Gruppe. Zum Theil aber stehen die Vulkane direct auf im Felde nachgewiesenen Sprungnetzen, wie das am Slamat vor allem scharf hervortritt. Hier ist also eine innige Beziehung der Vulkane zum **Torsions-Sprungnetz** nicht von der Hand zu weisen.

Höchst eigenartig und charakteristisch ist die Anordnung der Vulkane in der mitteljavanischen und der Preanger-Gruppe. Bei beiden stehen die Vulkane in grosser Anzahl halbkranzförmig um ein vulkanfreies Mittelstück. In dem Kranz aber tritt stets wieder mehr oder weniger deutlich die Neigung zur Anordnung in N—S-Linien zu Tage. Bei der mitteljavanischen Gruppe handelt es sich um die Vulkanumwallung eines Horstes: des Djambu-Gebirges, während der Kessel von Bandung inmitten der Preanger-Vulkane eine eingebrochene Scholle zu sein scheint. Hier bildet die Um-

1) Verbeek hat dem Rechnung getragen, indem er von „lengte- en dwarsrichtingen der vulkanen (gedeeltelijk verwerpingen)" spricht.

wallung zum grossen Theile einen doppelten Kranz, so dass die Hochfläche von Garut im O zwischen den beiden Kränzen liegt.

Werfen wir umgekehrt einen Blick auf den Verlauf und die Vertheilung der grossen Brüche, so sehen wir, dass sie mit nur einer Ausnahme an die Vulkangebiete sich drängen, dass umgekehrt die vulkanfreien Gebiete (Bantam, NO-Java) auch bruchfrei sind. Wir sehen die Brüche zum Theil die Vulkansockel begrenzen (Einbruchskessel), zum Theil direct unter die Vulkanmäntel einstreichen, ja gelegentlich sehen wir auf der directen Verlängerung der Brüche Eruptionscentra liegen, z. B. Slamat, Penusupan, Ungaran, Tjerimai etc. Wenn wir weiterhin bedenken, dass die Vulkanlinien die genaue Richtung der Bruchlinien haben, so erscheint die Annahme zwingend, dass die javanischen Vulkane in engster Abhängigkeit zu dem Torsions-Bruchnetz stehen. Auch sie stehen in unregelmässigen Gruppen, welche an Bruchgebiete geknüpft sind. Die Reihenrichtung der Gruppen quert in spitzem Winkel den jungen Faltenbogen, dadurch die Unabhängigkeit der Vulkanzone documentirend[1]), und entspricht dem Torsionsrande der in quartärer Zeit ungleichförmig gehobenen malaiischen Scholle.

Nur für die Preanger-Gruppe könnte man eventuell an ein selbständiges Auftreten der Vulkane denken, aber dort ist durch die Massenentwickelung der Vulkane der Untergrund so stark verdeckt, dass nur die eingehendste Specialuntersuchung Sicherheit zur Entscheidung nach dieser oder jener Richtung gewähren könnte.

Wir haben also im grossen Ganzen in Java dieselben Verhältnisse wie in Sumatra: Auf einer langen schmalen Zone, dem Torsionsrande der ungleichmässig vertical bewegten malaiischen Scholle, stehen unregelmässig in Gruppen vertheilt die Vulkane: die Anordnung der Vulkane folgt in den Gruppen auffallend häufig der Richtung der Hauptsprünge des Torsionsbruchnetzes, welche in ihrer Hauptrichtung in **Java** mehr senkrecht zur Längsaxe der Insel ist, in **Sumatra** dagegen zufällig der Längserstreckung der Insel annähernd folgt.

Fassen wir kurz das Resultat zusammen:

Der moderne Vulkanismus Sumatras wie Javas ist unabhängig von der vorneogenen Tektonik der Inseln, er ist auch direct unabhängig von der grossen Faltung an der Wende von Tertiär und Diluvium; denn die Vulkanzone kreuzt den grossen Faltenbogen[2]). Als Folge der Faltung sind grosse Dislocationen (direct durch Schub, Zerrung, indirect durch Nachsinken) entstanden. Als weitere Folge aber fand in Verbindung mit dem sich fortsetzenden Sinken des Vorlandes (Indischer Ocean) eine ungleichmässige Verticalbewegung der gefalteten Scholle (ungleiche Hebung der malaiischen Scholle), also eine **Torsion**[3]), statt, welche durch die dabei unvermeidliche **Zerrung** eine noch weitergehende Zertrümmerung hervorrief, die natürlich besonders scharf am äusseren Schollenrande zum Ausdrucke kam. Diesem **„Tor-**

1) Ich möchte nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, dass der Verlauf der Falten in den vulkanfreien Gebieten regelmässig ist, in den Vulkangebieten hingegen grosse Unregelmässigkeiten zeigt; ich lasse es dahingestellt, ob man irgendwelche Schlussfolgerungen hieraus ableiten darf.

2) Vergl. oben S. 40 [124] f.

3) Vergl. oben S. 43 [127] f.

sionsrande" folgt die Vulkanzone, ein langer, schmaler Gürtel, auf welchem unregelmässig vertheilt, an Gebiete energischer Zertrümmerung geknüpft, grössere oder kleinere Vulkangruppen liegen.

Die ältesten Vulkane, wie Ranau, Manindjau, Singkarak, viele Battak-Vulkane, sind diluvial; aber an der Wende des Diluviums erfolgten gerade in den Gebieten stärkster Vulkanthätigkeit, wie ein Nachsacken, wiederum grosse Einbrüche, und neue Vulkane bauten sich in den Einbruchskesseln auf, z. B. Pusuk Bukit im Toba-See, Seminung im Ranau-See etc. So dauert, in der geologischen Gegenwart allerdings an Intensität abnehmend, die vulkanische Thätigkeit seit dem Diluvium an, zweimal culminirend im Diluvium, sowie im Altalluvium.

VIII. Zusammenfassung der allgemeineren Resultate.

Nur mit Bedenken unternehme ich den Versuch, in kurzer Form die allgemeinen Resultate zusammenzufassen. Es lag nicht in meiner Absicht, eine erschöpfende Darstellung der Geologie und Tektonik Sumatras zu geben, sondern eben nur dort, wo eigene Beobachtungen vorlagen, welche die bisherige Kenntniss erweiterten, diese und die darauf gegründeten, vielfach neuen Schlussfolgerungen darzustellen. So ist denn auch natürlich die Behandlung der einzelnen Abschnitte und damit die Bedeutung der einzelnen Resultate ungleichartig (vergl. auch S. 14 [98]; 17 [101]; 42 [126] f.; 79 [163]; 81 [165]).

I. Tektonische Ergebnisse.

1. a) Die Grundlage der Insel Sumatra bilden **Urgesteine** (Gneiss, Glimmerschiefer), denen Quarzite und Thonschiefer der **malaiischen Formation** concordant folgen; diese ist vermuthlich **präcambrischen** Alters.

b) Der ganze Complex ist zu einem **(präcarbonen) Hochgebirge** gefaltet unter Bildung grossartiger **Granit**-Massive.

Bei nach SW gerichtetem Schub tritt uns das Gebirge in mehreren nach SW immer weiter vorgeschobenen Coulissen[1]) entgegen: mindestens 4:

1) Atjeh-Battaklande,
2) Tapanuli-Bogen,
3) Padanger Bogen,
4) Süd-Sumatra.

Diese Coulissen treten in den heutigen Umrissen Sumatras deutlich hervor.

Dies Resultat gewinnt eine grosse Bedeutung, wenn man es in Verbindung setzt mit der von E. Suess[2]) hervorgehobenen Coulisse: der Cordillere von Sumba-Timor-Banda.

Jeder Bogen besteht aus einer Anzahl annähernd paralleler Ketten (Falten I. Ordnung; Granitkern, Schieferhülle).

c) Dies Hochgebirge ist in präcarboner Zeit wiederum bis zu ausgedehnter Blosslegung der Granitkerne abgetragen worden.

---

1) Es erscheint also die construirte Leitlinie Malaka, Bangka, Karimun-Djawa-Inseln als den thatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechend. Letztere dürften einer wesentlich O—W gerichteten Coulisse angehören.

2) E. Suess, Antlitz der Erde. Bd. III. 1. pag. 298 ff.

d) Im Carbon und Mesozoikum war Sumatra nur ein flacher Schild ohne grössere Erhebungen. Für die heutige Gebirgsnatur Sumatras spielt das präcarbone Hochgebirge keine Rolle.

2. Die **prätriadische Gebirgsbildung** zertrümmerte den präcambrischen Gebirgsrumpf nur, dislocirte die obercarbonen Korallenriffe als Ganzes, und auf langen, im Streichen der Ketten liegenden Spalten erfolgten Intrusionen basischer Gesteine (Diabas-Gruppe). Die Spalten scheinen sich unter der Wirkung des oberflächlichen Druckes gern in der nächsten Nähe der Kalkgräte zu bilden.

3) Den Beginn des Tertiärs bezeichnet für Sumatra die grosse **eocäne Transgression,** welche z. B. auch über grosse Erstreckung hin das noch erhaltene untere Obercarbon (Singkarak-Schichten) abtrug.

4. Das Eocän ist durch eine **alttertiäre Gebirgsbildung** dislocirt worden, deren Wirkungen nicht so bedeutend, aber ähnlich waren jenen der altpleistocänen Gebirgsbildung: weitere Zertrümmerung des präcarbonen Rumpfes, Faltung grösserer Eocändecken (Rokan kiri, Rawas-Gebiet etc.). Gleichzeitig und im Verbande (?) mit dieser Gebirgsbildung erfolgten grossartige Massenergüsse andesitischer Gesteine auf langen, im Streichen der Gebirgsketten liegenden Zertrümmerungsspalten.

5. Das jüngere Tertiär weist eine basische, wie sauere Gesteine producirende vulkanische Thätigkeit auf, deren Producte grossentheils auch die Neogen-Sedimente zusammensetzen.

6. a) **Auf der Wende von Tertiär und Diluvium** fand eine **bedeutende Gebirgsbildung** [1]) statt, welche mit ihren weiteren Folgen das heutige Relief Indonesiens hervorgebracht hat. Ihre Wirkungen waren je nach der Mächtigkeit der Neogendecke verschieden: mächtige Neogendecken (Java, Süd-Sumatra) werden gefaltet: grosser Faltenbogen Madura — Java — Engano — Mentawei Inseln — Nias und südsumatranische Bögen; alte Rümpfe oder Gebiete mit schwacher Neogendecke werden zertrümmert (West-Sumatra, Barisan-Gebirge Süd-Sumatras).

b) [2]) Die Gebirgsbildung verkehrt für den betroffenen Theil Indonesiens (die malaiische Scholle) die Senkung, welche im angrenzenden Indischen Ocean anhält, ins Gegentheil: es entsteht durch Flexur der die malaiische Scholle aussen umgebende **Steilrand**, gekennzeichnet durch Indischen Ocean, Timor-See, Banda-See, Celebes-See, Sulu-See (vgl. Karte 11 S. 45 [129]).

7. [2]) Aber die relative Hebung der malaiischen Scholle war ungleichmässig: **Torsion**; in der Randzone: Torsionssprungnetz auf Java, Verstärkung der Zertrümmerung auf Sumatra; die mit der Torsion stattfindende **Zerrung** bringt grossartige Einbrüche (Kesselbrüche, Gräben etc.) hervor (vergl. S. 44 [128]); in dieser Zone, in welcher sich Zertrümmerungsgebiet an Zertrümmerungsgebiet reiht, stehen die jungen Vulkane, und die Vulkanzone markirt so den Torsionsrand, welcher (in Java) den altpleistocänen Gebirgsbogen kreuzt.

8. a) **Die modernen Vulkane** stehen alle auf Gebieten intensivster Zertrümmerung; sie stehen **nicht** auf einer oder einigen grossartigen Längsspalten, sondern in Gruppen, die unter sich keinen directen Zusammenhang haben. Auch die Zertrümmerungsgebiete stehen unter sich in keiner directen Beziehung.

b) Die Vulkangruppen bilden keine Vulkanreihe, sondern eine **Vulkanzone**, welche dem (gezerrten) Torsionsrande der ungleichförmig gehobenen, malaiischen Scholle folgt.

---

1) Hierzu vergl. bes. oben S. 46 [126] ff.
2) Hierzu vergl. bes. oben S. 75 [159] ff.; bes. S. 79 [163] u. 81 [165].

c) In den Gruppen zeigen die Vulkane vielfach eine kranzförmige Anordnung, seltener stehen sie in kurzen Reihen. — Bei den einzelnen Vulkanen lässt sich oft ein Wandern des Eruptionspunktes in einer bestimmten Richtung beobachten.

d) Es lassen sich auf Java folgende Gruppen unterscheiden:

1) ostjavanische Gruppe	23	Vulkane	6) Slamat-Gruppe	2	Vulkane
2) Wilis-Gruppe	2	"	7) Cheribon-Gruppe	2	"
3) Lawu-Gruppe	2	"	8) Preanger-Gruppe	41	"
4) Moriah-Gruppe	4	"	9 westjavanische Gruppe	9	"
5) mitteljavanische Gruppe	16	"	10) Sunda-Gruppe e. p.	13	"

auf Sumatra:

1) Sunda-Gruppe e. p.	12	Vulkane	7) Padanger-Gruppe	15	Vulkane
2) Kroë-Gruppe	1 (3?)	"	8) Mandailing-Gruppe	3	"
3) Ranau-Gruppe	6	"	9) Tapanuli-Gruppe	1 ?	"
4) Pasumah-Gruppe	16	"	10) Battak-Gruppe über	17	"
5) Redjang-Gruppe	5	"	11) Alas-Gruppe "	6	"
6) Korintji-Gruppe	5	"			

9. Es ist also der **moderne Vulkanismus** eine Folgeerscheinung der Torsion bei der Hebung der malaiischen Scholle, und diese steht im Verbande mit der Gebirgsbildung (vergl. oben S. 81 [165]).

10. Für die ältesten Vulkane ist ein **diluviales Alter** wahrscheinlich (z. B. den Manindjau-Vulkan), also rückt die Gebirgsbildung auf die Wende von Tertiär und Diluvium.

11. Der Vulkanismus hat **2 Höhepunkte**, einmal im Diluvium (Manindjau, Barisan-Vulkane, Singkarak-Vulkan, Sago etc., Ranau-Vulkan, alter Kaba etc.), dann folgt eine neue, schwächere Phase der Zertrümmerung: Singkarak-Graben etc.) Darauf im Alluvium neues Erblühen des Vulkanismus. Manche Vulkane zeigen 2 getrennte Phasen der Thätigkeit (Merapi, Kaba etc.)

12. Die Gebirgsbildung hat wohl in Indonesien **nie** ganz aufgehört; stärkere Thätigkeit aber entwickelte sie erst dann, wenn sich mächtigere Sedimente wieder abgelagert hatten.

13. Die Schubrichtung scheint für Sumatra stets gleich, etwa nach SW hin, gewesen zu sein. Die Wirkungen der einzelnen Gebirgsbildungen waren stets gleichartig: mächtigere ungefaltete Sedimente werden gefaltet, bereits gefaltete Rümpfe zertrümmert in der Richtung des Streichens.

14. Mit jeder Gebirgsbildung scheint der Erguss eines Massengesteines Hand in Hand gegangen zu sein.

II. Stratigraphische Ergebnisse.

Die **Obercarbon**-Kalkgräte sind mit Verbeek als alte Korallenriffe anzusehen; als Rifffacies repräsentiren sie das gesammte Obercarbon.

Die normalen Sedimente **gliedern sich** folgendermaassen:

oberes Obercarbon: Doliolinenkalk
mittleres Obercarbon: Fusulinenkalk
unteres Obercarbon: Singkarak-Schichten (Culmschiefer Verbeek's).

Die folgende Tabelle wird den Zusammenhang deutlich machen:

	Sedimente	Tektonische Vorgänge	Massengesteine
Alluvium	Recente Tuffablagerungen und Flussalluvionen	Junge Einbrüche	Moderne Vulkane
Diluvium	Flussterrassen ältere Tuffablagerungen	Jüngere Einbrüche Torsion d. malaiisch. Scholle Entstehung des Steilabfalles des Indischen Oceans **Faltung**	**Andesite** des Serillo-Gebirges in **Süd-Sumatra** u. A.
Pliocän	**Süd-Sumatra**: submarine Tuffe und Sandsteine Braunkohlengruppe Letten, Schieferthone, Sandsteine mit marinen Fossilien		**Trachyte**: B. Lilin in **Süd-Sumatra** etc. **Basalt**
Miocän	Orbitoidenkalke Mergelstufe		
Oligocän	—	**Geringere Faltung**	**Andesit-Ergüsse**
Eocän	Kohlenstufe Conglomeratstufe (marines Eocän)		
Kreide	—	**Faltung**	? ?
Jura	—		
Trias obere	Sandsteine Thone mit *Daonella styriaca* u. *D. cassiana* — im Hinterland der Ostküste		
Trias mittlere	—		
Trias untere	—		**Basische Ergussgesteine** (Diabas-Gruppe)
Dyas	—	**Faltung** (?)	
Obercarbon oberes, mittleres, unteres	Doliolinenkalk Fusulinenkalk Singkarak-Schichten — Riffkalk		
Untercarbon	—	Vollständige Denudation des präcarbonen Hochgebirges bis auf die Granitkerne hinab	
Devon	?		
Silur	?		
Cambrium	?	**Faltung**	**Granit-Massive**
Praecambrium	obere, untere — malaiische Formation		
Archaikum	Glimmerschiefer Gneiss		

Anhang I.

Das Ulu Rawas-Gebiet in Süd-Sumatra.

I. Allgemeine Uebersicht.

Auf den breiten Küstengürtel des jungen Schwemmlandes folgt in Süd-Sumatra in bedeutender Breite festes, allmählich sich erhebendes Land, das im Wesentlichen aus Tertiärbildungen zusammengesetzt wird. Diese lehnen sich an den alten Gebirgsrumpf des Barisan-Gebirges an, ohne sich zu bedeutenden Höhen zu erheben. Das ganze Gebiet ist in flache Falten gelegt, die im Allgemeinen in ihrem Verlaufe der Richtung der Gebirgsaxe folgen.

Aus dem so gut wie ganz unbekannten Ambong Bras-Gebirge, welches einen Theil des Barisan-Gebirges bildet, entspringen Rawas und Rupit. Beider Quelle ist noch völlig unbekannt.

Als wilder Gebirgsstrom, doch schon von beträchtlicher Breite, durcheilt der **Rawas** in ziemlich tief eingeschnittenem Bette, oft zwischen Felswänden eingeengt, mit zahlreichen Stromschnellen das nach ihm Ulu Rawas genannte Gebiet. Sein Gefälle ist ein beträchtliches. Auf dem etwa 50 km langen Oberlaufe sinkt er bereits bis auf 100 m. In den weiteren 50 km seines Laufes, die er auf dem Gebiete unserer Karte durchmisst, sinkt er bis auf 50 m Meereshöhe. Er entwässert das ganze Gebiet, das er durchfliesst, auf der rechten Seite nur in wenigen Kilometern Breite. Grössere Nebenflüsse fehlen ihm rechts so gut wie ganz; dagegen wird seine Fluth von hundert und aber hundert kleiner Bäche, die von den umliegenden Hügeln herab ihm zuströmen, vermehrt.

Der **Rupit**, obwohl an Lauflänge dem Rawas unterlegen, ist doch an Wasserführung wesentlich mächtiger. Als kleines Flüsschen von etwa 15 m Breite tritt er in das Gebiet unserer Karte ein, aber rasch wächst seine Wassermenge durch Aufnahme einer Reihe grösserer Nebenflüsse, des Batang Empo, des Tiku, Mina und Ulas, die sämmtlich von der linken Seite kommen, so dass das ganze grosse, zwischen Rawas und Rupit gelegene Gebiet fast ausschliesslich dem Rupit seine Wassermenge zusendet. Bei Muara Rupit vereinigen sich beide Flüsse zu einem imponirenden Strome, der nunmehr ruhigen Laufes dem Musi zufliesst, der bei Palembang in breitem Aestuar das Meer erreicht.

Das ganze grosse Gebiet zwischen Rawas und Rupit, das annähernd 1000 km² umfasst, ist Hügelland. Es sinkt von W nach O relativ gleichmässig ab. Ein morphologisch deutlich hervortretender, N—S streichender Abfall trennt von Tandjong Agung im S nach Sungei Baung im N das Gebiet in eine westliche höhere und eine östliche tiefgelegene Hälfte. Im SO wird es abgeschnitten durch einen scharfen Höhenrand, an welchem der Rupit entlang fliesst. Dies ist auch der Grund, warum der Rupit von rechts nur ganz unbedeutende Nebenflüsse empfängt. Das östlich gelegene Höhengebiet entwässert nach O.

Ein Hügelzug von etwa 50 m relativer Höhe begleitet den Rawas im S, bisweilen in eine doppelte Kette aufgelöst, oft direct an ihn herantretend und ihn mit Steilabstürzen einengend. Dieser Höhenzug, der sich quer durch unsere Karte verfolgen lässt, bildet im Wesentlichen die Wasserscheide zwischen Rawas und Rupit. Sein nördlicher Abhang entwässert zum Rawas, sein südlicher zum Rupit. Ausser diesem Höhenzuge sind nur wenige, mehr isolirte Kuppen zu erwähnen, die alle durch

den Lauf der Flüsse klar und scharf zum Ausdruck kommen. Ihre relative Höhe ist im Durchschnitt gering und dürfte selten 30 m übersteigen. Eine derartige Kuppe liegt zwischen dem Mina und Ulas westlich des Postweges von Suru Langun nach Batu Gadja, eine andere zwischen Tiku und

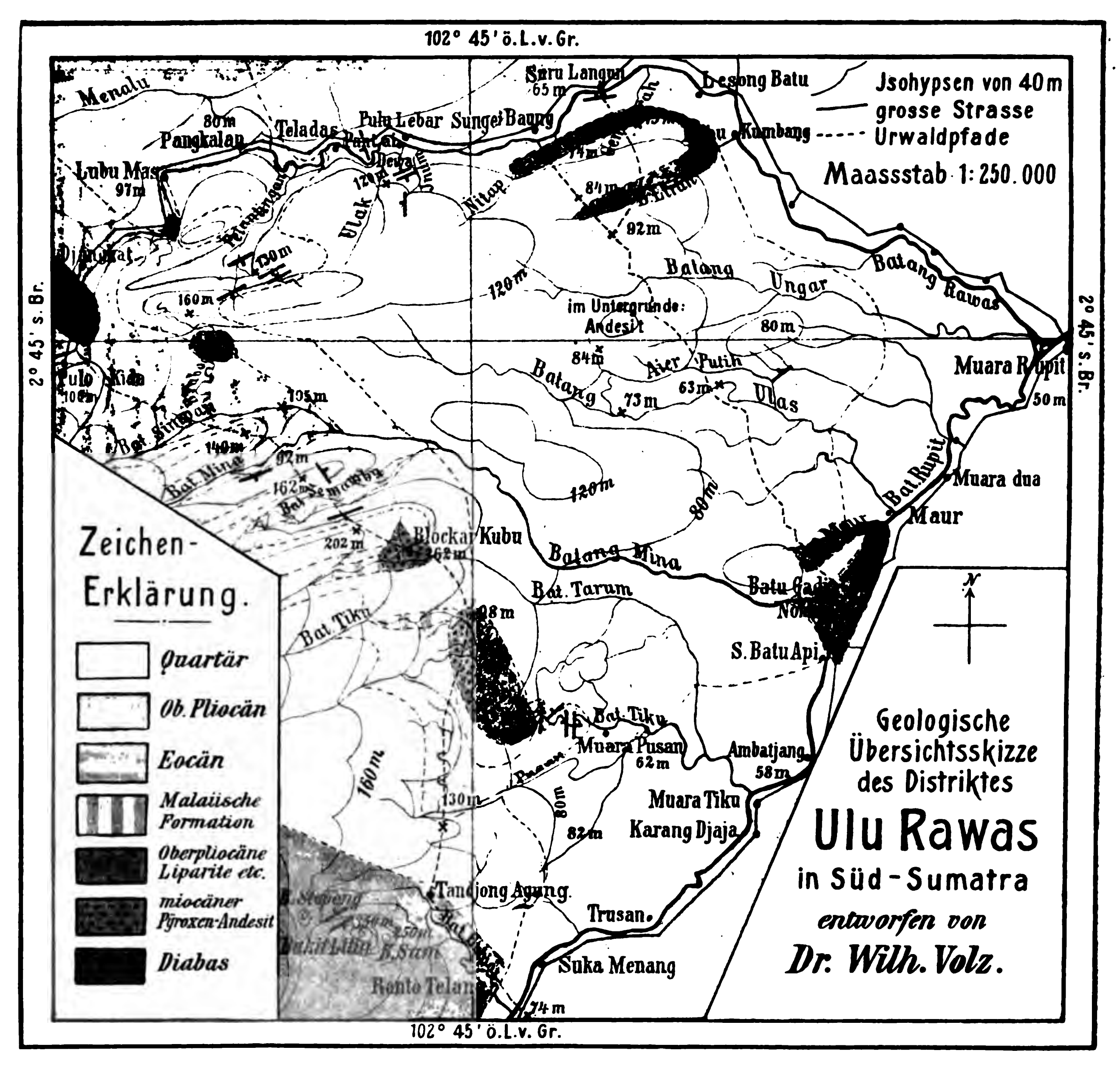


Fig. 23.

Tarum u. s. w. Man wird nicht fehlgehen, wenn man unter diesen inselartigen Höhen Durchragungen alten Gebirges oder vulkanische Intrusionen sieht, während die beiden charakteristischen Höhenränder, das Thal des oberen Rupit sowie die Linie Tandjong Agung—Sungei Baung, Brüchen entsprecheu, zwischen denen die eingeschlossene Scholle in die Tiefe gesunken ist. Das Gebiet

südlich des Batang Empo zwischen Empo und Rupit ist mit einer ganzen Anzahl kleiner, vulkanischer Bergkegel besetzt: Bukit Lilin mit Sam, Stopeng u. a.

Von dieser Gegend aus nach Djangkat hin, also in annähernd NNW—SSO-licher Richtung, tritt das alte Schiefergebirge zu Tage, stellenweise noch von jüngeren Tertiärbildungen überdeckt. Wie eine löcherige Decke liegt das Tertiär auf den Schieferbildungen derart, dass die Höhen von Tertiär gebildet werden, während in den tieferen Partieen und den Flussthälern die alten Schiefer zu Tage treten. Senkrecht zu dieser Richtung verläuft der Generalfall des Schiefergeländes, dem sich die Flüsse, in parallelem Laufe dahinströmend, anschmiegen. Da der Abfall des Geländes, der im Schiefergebiete nach ONO, im vorgelagerten Tertiärlande dagegen mehr OSO geht, ein ziemlich beträchtlicher ist, da ferner der Boden, gleichgültig, von welcher Gesteinsart (ob Schiefer, ob Tertiär) er gebildet ist, unter den klimatischen Einflüssen bis in beträchtliche Tiefe zersetzt ist, sind die Flussthäler im Allgemeinen tief eingeschnitten, und während die grossen Ströme zumeist in tiefen, breiten Thälern dahinfliessen, wie der Rupit, haben die kleinen Bäche sich nur relativ schmale, mehr schluchtartige Thälchen eingeschnitten, so dass die Höhen fast ausschliesslich der Erosion ihre Entstehung verdanken.

II. Stratigraphische Uebersicht.

1. Die malaiische Formation.

Im W und SW der Karte bilden Schiefer die Grundlage. Sie kommen hier unter Tertiär in grösserer oder geringerer Erstreckung in den Flussthälern zu Tage; jenseits Djangkat und des Sg. Simpan fehlt die Tertiärdecke, so dass hier die Schiefer allenthalben oberflächlich auftreten. Von hier aus erstrecken sie sich weit in das oberste Rawas-Gebiet und nach Djambi hinein.

Es sind zumeist glimmerreiche Thonschiefer verschiedener Farbe, weich, mit gelegentlich eingelagerten Bänken dunkler, bräunlicher oder schwärzlicher, fossilleerer Kalke.

Das Generalstreichen ist etwa W 30 N—O 30 S; doch wechselt es local stark. Der ganze Schiefercomplex ist intensiv gefaltet, doch bildet jetzt seine Oberfläche eine ebene Abrasionsfläche.

Dort, wo die Schiefer oberflächlich zu Tage treten, sind sie lateritisirt[1]), so dass das äussere Aussehen dieser Gebiete kaum von dem der lateritisirten Tertiärgebiete abweicht. In Aufschlüssen, z. B. durch Flüsse, kann man den Vorgang oft gut studiren. Eine gelbe bis rostrothe Lateritdecke, oft mit zahllosen Eisenbrocken, bildet die Oberfläche; die Mächtigkeit schwankt erheblich, bisweilen kann man schon bei $^1/_2$ m Tiefe den ganz allmählichen Uebergang des Laterits in den Schiefer beobachten: der Laterit, oben structurlos, nimmt allmählich Schieferstructur an, ist aber zunächst noch durch und durch Laterit, dann kommt weicher, verwitterter Schiefer, welcher schliesslich in frischen Schiefer übergeht.

2. Diabase.

Zwischen Djangkat und Pulo Kida werden die Schiefer in einer Erstreckung von etwa 2 km von einem basischen Massengestein durchbrochen, welches bei Djangkat feinkörniger, bei

1) Dass sich in Sumatra bei der Zersetzung und Verwitterung der anstehenden Gesteine echte Laterite bilden, darauf wies ich schon früher hin. Vergl. Volz, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. pag. 15, 21. — C. Schmidt, l. c. 1901. pag. 265 f., kommt zu derselben Auffassung und giebt einige Analysen.

Pulo Kida grobkörnig ist. VERBEEK[1]) beschrieb dieses Gestein als Glimmerdiorit, doch bestimmte es Herr Professor Dr. MILCH[2]) als Diabas.

3. Das Eocän (E_{II} VERBEEK).

Die Conglomeratstufe des Eocäns (E_I VERBEEK) konnte ich im Gebiete der Karte nirgends nachweisen, und wahrscheinlich fehlt sie auch im nördlichen Theile ganz.

Dagegen scheint sie weiter südlich (jenseits des Kartengebietes) vorhanden zu sein. Ich fand im Batang Empo und im Dorfe Tandjong Agung Gerölle grober Quarzconglomerate, welche dieser Stufe des Eocäns angehören dürften.

Im Gebiete der Karte fand ich die malaiische Formation überlagernd allenthalben weichere Gesteine, welche dem E_{II} VERBEEK's zuzurechnen sein dürften.

Es lässt sich bei ihnen eine Gliederung in 2 Stufen durchführen:

E_{IIa}, dunkle, schwarze bis schwarzbraune, oft kohlige, bisweilen recht harte Schieferthone, werden von

E_{IIb}, hellen, gelben bis bräunlichen Thonen und Schieferthonen, denen gelegentlich bunte Letten eingelagert sind, concordant überlagert.

Das Eocän findet sich allenthalben direct auf den Schiefern der malaiischen Formation und ist so nur im westlichen und südwestlichen Theile der Karte oberflächlich aufgeschlossen. Die untere Abtheilung ist in ihrer oberflächlichen Verbreitung natürlich viel geringer als die obere, welche vor allem am oberen Rawas zwischen Teladas und Lubu mas, sowie am oberen Tiku ziemlich ausgedehnt zu Tage tritt.

Die obere Stufe wird ausgezeichnet durch das gelegentliche Vorkommen von Pechkohlen sowie verkieselten Hölzern.

Am oberen Sg. Pelantingan konnte ich folgendes Profil beobachten:

↑ gelbbraune Knollenthone
0,30 m unreine Pechkohle
0,24 „ Pechkohle
0,75 „ graue, feste Thone
0,15 „ Pechkohle

Die Kohle ist eine bröcklige, typische eocäne Pechkohle.

Weiter flussabwärts fand ich folgendes Profil:

↑ gelbe Knollenthone
0,60 m bunte Letten
0,30 „ gelbe, schieferige Thone
0,15 „ graue feste Thone
0,15 „ graue Thone mit verkieseltem Holz
0,60 „ gelbgraue, geschieferte Thone
0,90 „ kohlige braune Thone mit dünnen, kohligen Zwischenlagen
↓ gelbe Schieferthone, mächtig

1) VERBEEK, Zuid-Sumatra, l. c. pag. 98 f.

2) Die Resultate der Untersuchung dieser, wie der anderen Massengesteine von Ulu Rawas werden demnächst im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. von ihm veröffentlicht werden.

Im Hangenden folgen bald Sandsteine mit Quarzbröckchen, also typisches Neogen.

Dass es sich hier um Eocän und nicht Neogen handelt, geht einmal aus dem Charakter der Pechkohlen hervor, welche ganz den eocänen und nicht den neogenen Kohlen entsprechen, wie ich durch Vergleich mit zahlreichen anderen Kohlenvorkommen in Sumatra und Borneo feststellen konnte, sodann durch das reichliche Vorkommen verkieselten Holzes, das im Neogen fehlt, dagegen im E_{II} der Westküste reichlich vorhanden ist.

Der Nachweis des Vorkommens von E_{II} ist insofern von Wichtigkeit, als diese Stufe bisher aus Süd-Sumatra noch nicht bekannt ist.

Seine Verbreitung unter dem oberflächlichen Neogen dürfte recht erheblich sein und vor allem in den Hügelzügen, z. B. zwischen Sungei Ulas und Sg. Ungar u. a., wird es wahrscheinlich in geringer Tiefe anzutreffen sein. Hier fand ich ein Stück verkieselten Holzes als Flussgeröll.

Die Mächtigkeit kann ich leider nicht angeben; aber sie dürfte nicht gar so gross sein und vielleicht 100—150 m betragen.

Das Eocän ist in flache Falten geworfen, deren Generalrichtung im nördlichen Teile der Karte etwa O 10—40 N zu W 10—40 S ist. Das Einfallen ist im Allgemeinen flach und schwankt zwischen 5 und 20°. Im südlichen Teile der Karte dagegen beobachtete ich am Sungei Tiku als Generalstreichen der Eocänfalten annähernd N—S mit meist flacherem (ca. 20°), selten steilerem Einfallen (einmal 60°).

4. Das Neogen.

Das Eocän wird überlagert von einer mässig mächtigen Schichtfolge von meist weichen, feinen Sandsteinen, die sich durch ihren grossen Reichthum an Quarzbröckchen auszeichnen. Es dürfte sich also um Ober-Pliocän[1]) handeln, so dass demnach das ältere Neogen ganz fehlen würde.

Von hohem Interesse ist es, dass ich in diesen sonst völlig fossilleeren Schichten am unteren Sungei Inum, einem kleinen, bei Pantai—Pulo lebar von S her in den Rawas einströmenden Bache eine reiche Korallenfauna fand[2]). Es handelt sich also um Meeresabsätze bei diesen Schichten.

Dies Oberpliocän, die verbreitetste Formation in Süd-Sumatra, nimmt auch im Rawas-Gebiet den grössten Raum ein. Es bedeckt die östliche Hälfte völlig und greift auch nach W und S weit über Eocän und alte Schiefer, die nur durch die Denudation zu Tage getreten sein dürften.

Ob das Gebiet im W und S der Karte, die Verbeek als m_2 (Mittelmiocän) einträgt, auch dem jüngsten Neogen zuzurechnen ist, vermag ich nicht zu entscheiden, da meine Touren mich nicht in jene Gegenden führten.

Das Material dieser oberpliocänen Sedimente ist vulkanisch: es wurde von jungtertiären, saures Magma führenden Vulkanen geliefert. Für unser Gebiet kommt hier in erster Linie die Gruppe der liparitischen Kegel des Bukit Lilin mit dem Bukit Sam in Betracht, wahrscheinlich gehört auch die benachbarte Gruppe des Bukit Stopeng hierher. Die Kegel sind von einem Tuffmantel umgeben, welcher fast unmerklich in tuffartige Sandsteine und typische (marine) Oberpliocänsedimente übergeht. Daraus ergiebt sich als wichtige Folge: oberpliocänes Alter für den Bukit Lilin etc.

---

1) Tobler, l. c. pag. 282. 291.

2) Durch die Nachlässigkeit eines Europäers, welcher die Besorgung der die Korallen enthaltenden Kiste nach Palembang übernahm, ist leider die Kiste verloren gegangen. Alle Nachforschungen, welche ich ihres hohen wissenschaftlichen Werthes wegen nach der Kiste anstellte, waren leider vergeblich.

Die Lagerungsverhältnisse des Oberpliocäns sind einigermaassen complicirt. Im Allgemeinen ist es in flache, ONO—WSW, genauer O 30—50 N zu W 30—50 S streichende Falten gelegt und liegt so fast gerade so, wie das Eocän im nördlichen Theile der Karte; aber doch scheint keine Concordanz vorhanden zu sein, denn das Eocänstreichen ist N 50—80 O, das Pliocänstreichen N 40—60 O. Directe discordante Ueberlagerung konnte ich im nördlichen Theile der Karte nicht constatiren, dagegen am Sg. Tiku oberhalb Muara Pusan: hier streicht das Eocän N—S, das überlagernde Pliocän NO—SW.

Mehrfach konnte ich abgelenktes Streichen beobachten, so am oberen Sg. Inum u. a.

Diese Streichrichtung ist von besonderem Interesse, weil das Streichen im SO des Rupit NW—SO, also genau entgegengesetzt ist.

5. Die tertiären Massengesteine.

An sehr zahlreichen Stellen des Kartengebietes treten tertiäre Massengesteine auf. Es handelt sich magmatisch wesentlich um 2 Gruppen: Pyroxen-Andesite und Liparite nebst Trachyten.

Die Liparite und Trachyte, welche auf den südlichen Theil des Kartenblattes beschränkt sind, haben, wie bereits oben dargethan, **oberpliocänes Alter**. Sie treten im Flussgebiete des Batang Empo in grösserer Ausdehnung auf und setzen die steilen Kegel des Bukit Lilin (ca. 350 m) mit dem Bukit Sam (ca. 250 m) zusammen; gleichfalls hierher scheint die benachbarte, aus mehreren ca. 200—250 m hohen Kegeln bestehende Gruppe des Bukit Stopeng zn gehören.

Im Oberlande des Sungei Tiku sah ich vom Bukit Lilin aus einen schroffen, vielleicht 250 m hohen, noch unbekannten Kegel aufragen, der wahrscheinlich auch zu den oberpliocänen Trachytvulkanen zu zählen sein dürfte. Es scheint also in diesem Theile eine grosse Anzahl junger derartiger Ausbruchsstellen vorhanden zu sein, von deren Existenz man bisher keine Ahnung hatte.

Die **Pyroxen-Andesite** treten im Gegensatz zu den steilen schroffen Trachytkegeln mehr deckenartig auf, obwohl sie stellenweise auch grössere Höhe erreichen können, wie z. B. am mittleren Tiku.

Fig. 24.



Fig. 25.



Fig. 24. Der Bukit Lilin und Bukit Sam von N vom Batang Empo her gesehen: oberpliocäne Trachytkuppen.

Fig. 25. Oberpliocäne Trachytkuppe im Quellgebiete des Batang Tiku: steiler Kegel unvermittelt aus dem Urwalde emporragend.

Eine ausgedehnte Andesitdecke ist dem Tertiär südlich von Suru Langun eingeschaltet und tritt hier vor allem in den Flusseinschnitten des Sg. Nitap, Sg. Gemurah im N und Sg. Liran im S zu Tage. Morphologisch tritt diese Decke gar nicht hervor.

Eine andere derartige, dem Tertiär eingeschaltete Decke findet sich am Rupit und ist hier im Sg. Maur, sowie im Rupit selbst beim Dorfe Batu Gadja[1]) aufgeschlossen.

Dass im Sungei Mina, den ich in seinem mittleren Theile leider nicht kennen lernen konnte, Andesite aufgeschlossen sind, ist daraus zu entnehmen, dass er nach Aussage der Eingeborenen viele Stromschnellen hat; diese werden im ganzen, hier in Rede stehenden Gebiete ausnahmslos durch in den Flüssen anstehende Andesite hervorgerufen.

Ein ausgedehntes Andesitgebiet findet sich weiterhin am Mittellaufe des Tiku, der hier in zahllosen Engen und Stromschnellen dahinschiesst.

Schliesslich finden sich, etwa an der Grenze von Schiefer und Eocän, eine Reihe von Pyroxen-Andesitvorkommen, die magmatisch sehr grosse Aehnlichkeit zeigen: eine breite Flussbarre quer über den Rawas (Stromschnelle), ein ausgedehntes Vorkommen am oberen Sungei Tubo und schliesslich ein ähnliches am oberen Sg. Tarum bei einem Blokar Kubu genannten Orte. Hier ist der Anschluss an die Tiku-Andesite fast erreicht.

In grösster Nähe dieser Ergussgesteine fand ich häufig in meist kleinen Blöcken eigenartige silificirte Felse, welche als Contactgesteine aufzufassen sind. Die gleichen Gesteine fand ich nahe der Quelle des Ajer putih in mehreren grossen Blöcken auf einer Höhe, sowie selten als Flussgeröll im Sungei Ulas. Es scheint also, dass auch hier Andesite vorhanden sind.

So zeigt es sich, dass die Pyroxen-Andesite im Ulu Rawas-Gebiet eine ausserordentlich grosse Verbreitung haben, dass sie vermuthlich unter dem Tertiär ausgedehnte Decken bilden. Morphologisch treten sie im orographischen Bilde kaum hervor.

Das Alter. Das Alter dieser Andesite ist nicht mit Sicherheit festzustellen.

Im mittleren Sungei Tiku konnte ich die Andesite im Verbande mit Eocän wie Pliocän beobachten: in den gelben Eocänthonen fanden sich kleine Gänge und Apophysen von Andesit; auch zeigten sie sich leicht gefrittet in nächster Nähe des Contactes. So sind also die Andesite jünger als Eocän, dagegen sind sie älter als Ober-Pliocän, welches sie ohne Contacterscheinungen überlagert. Sie gehören also zu der Gruppe der sogen. „alten Augit-Andesite" VERBEEK's, speciell der Gruppe der Kamumu-Andesite, deren Alter wahrscheinlich **miocän** ist.

6. Das Quartär.

Diluviale Ablagerungen finden sich in grösserer Ausdehnung besonders an den grossen Flüssen, dem linken Ufer des Rawas, sowie dem linken Ufer des Rupit. Sie scheinen allenthalben mit einer mächtigen Geröllbank zu beginnen, darüber finden sich Sande und Thone, bisweilen, so z. B. bei Ambatjang mit immerhin mächtigen (bis 1 m) Blätterflötzen[2]), die noch nicht zu Lignit geworden sind: man kann deutlich noch die comprimirten Blätter, Zweige und wohlerhaltenen Stämme bei genauer Untersuchung erkennen. Oberflächlich sind diese Schichten lateritisirt.

Das Alluvium besteht aus Sandbänken und Flussschottern, zum Theil in beträchtlicher Breite, auch am oberen Rawas, sowie moorartigen Sumpfflächen, welche den Rawas hinauf bis Suru Langun reichen.

III. Tektonische Uebersicht.

Die Schiefer der malaiischen Formation bilden, in W 30 N—O 30 S streichende Falten geworfen, die Grundlage des westlichen Kartentheiles. Ueber ihren Zusammenhang mit den Zügen des prä-

1) batu = Stein; gadja = Elefant, also wörtlich „Elefantenstein". Der Name stammt daher, dass im Dorfe am Ufer ein hausgrosser Andesitblock liegt. Es soll der Sage nach ein versteinerter Elefant sein.

2) Ganz idente Blätterflötze fand ich am oberen Sungei Tabalong in SO-Borneo.

carbonen Hochgebirges lässt sich vor der Hand nichts sagen. Im O scheinen sie durch einen NW—SO (also nicht im Streichen) verlaufenden Bruch abgeschnitten zu werden, auf dem miocäne Ergussgesteine reichlich emporgequollen sind. Wir werden also dem Bruche ein ähnliches Alter zuzuschreiben haben, zumal die Verbreitung des Eocäns, welches über den Bruch hinaus sich nur als Krönung der Höhen ausdehnt, hierfür spricht. Die alte gleichmässige Eocändecke ist auf der stehen gebliebenen Scholle durch Denudation und Erosion zerschnitten, auf der abgesunkenen Scholle hingegen im Zusammenhang erhalten.

Weiterhin sind **2 Brüche** von morphologischer Bedeutung [1]) zu erwähnen (vergl. oben S. 87 [171]): der Rupit-Bruch, an dem die Scholle des linken Rupit-Ufers abgesunken, und der Bruch, der von Tandjong Agung im S nach Sungei Baung im N zieht; an ihm ist der östliche Flügel in mässiger Sprunghöhe zur Tiefe gegangen. Auf dieser Scholle tritt Diluvium in grösserer Erstreckung auf, so ist es wahrscheinlich, dass die Entstehung der Brüche im Zusammenhang steht mit der grossen Gebirgsbildung auf der Wende des Tertiärs und Diluviums.

Von grossem Interesse ist die **Lagerung des Tertiärs.** Zunächst wurde auch hier Eocän und Pliocän getrennt, wenn auch ähnlich gefaltet. Die Verschiedenheit tritt erst dort zu Tage, wo sie grösser wird, also im S und SO. Wir scheinen hier im Ulu Rawas-Gebiet eine Schaarung vor uns zu haben. Nach C. SCHMIDT [2]) liegen die Neogenfalten Süd-Sumatras in einem grossen, gegen SW convexen Bogen und drehen sich vom Südosten nach dem Nordwesten aus der O—W- in die SO—NW- bis SSO—NNW-Richtung.

Im Ulu Rawas-Gebiet scheint sich ein neuer Bogen anzuschaaren, denn hier ist die Faltenrichtung ONO—WSW!

Das Gleiche scheint für die Eocänfalten zu gelten: im SO unserer Karte N—S-Streichen, im NW dagegen ONO—WSW-Streichen.

Völlige Gewissheit allerdings wird erst die Erforschung der westlich anschliessenden, geologisch noch völlig unbekannten Gebiete liefern, aber der Schleier, der über der Tektonik Süd-Sumatras lag, beginnt sich allmählich doch zu lüften.

Es ist zu erwarten, dass eine Ausdehnung der Untersuchungen vom Ulu Rawas-Gebiet aus nach W und S ebenso neue und überraschende Resultate liefern wird, wie das Ulu Rawas-Gebiet selbst, welches auf den bisher vorliegenden Uebersichtsskizzen fast ganz als „Diluvium" eingetragen war (vergl. oben S. 3 [87].

Anhang II.

Einige neue Foraminiferen und Korallen sowie Hydrokorallen aus dem Obercarbon Sumatras.

Unter dem von mir im Obercarbon des Padanger Hochlandes gesammelten Versteinerungsmaterial fand sich, wie bei der reichen Fauna von vornherein zu erwarten war, eine grosse Menge neuer

1) Der Urwaldpfad Pulo Kida—Tandjong Agung trägt in charakteristischer Weise der Tektonik Rechnung. Er macht einen grossen Umweg, um die Querung der hohen, stehen gebliebenen Scholle zu vermeiden und folgt zunächst annähernd dem Abbruch der alten Schiefer, dann in N—S-Richtung dem Einbruch der östlichen Scholle. So bildet er, den beiden Brüchen folgend, den kürzesten Weg, der grosse Höhendifferenz vermeidet.

2) C. SCHMIDT, Observations géologiques à Sumatra et à Bornéo. Bull. de la soc. géol. de France. Sér. 4, T. I. 1901. pag. 261.

Formen. Da ich in nächster Zeit meine Untersuchungsreisen wiederum in jene Gegenden auszudehnen gedenke, so habe ich einstweilen von einer Veröffentlichung dieser neuen Formen absehen zu können geglaubt, vor Allem, da die paläontologische Beweisführung für die Gliederung des Obercarbons mir auch ohnedies möglich war, und beschränke mich nur auf einige wenige, theils stratigraphisch, theils auch paläontologisch interessante und wichtige Formen:

Foraminifera

Fam. Textularidae

Bigenerina elegans Möll.

„ *Wysogórskyi* nov. spec.

„ *sumatrana* nov. spec.

„ *Leonhardi* nov. spec.

„ *Milchi* nov. spec.

Fam. Fusulinidae

Sumatrina Annae nov. gen. nov. spec.

Anthozoa

Pterokorallia

Lonsdaleia Frechi nov. spec.

„ *Fennemai* nov. spec.

Hydrozoa

Hydrocorallinae

Myriopora Verbeeki nov. gen. nov. spec.

I.

Bigenerina d'Orb.

1876. *Climacammina* Brady, A Monograph of Carboniferous and Permian Foraminifera. Palaeont. Society. pag. 677.

1879. *Cribrostomum* v. Möller e. p., Die Foraminiferen des russischen Kohlenkalkes. Mémoires de l'Acad. Imp. d. Sc. de St. Pétersbourg. Sér. 7. T. 27. No. 5. pag. 39 ff.

1883. *Climacammina* Schwager, Carbonische Foraminiferen aus China und Japan in F. v. Richthofen, China. IV. pag. 150 f.

1898. *Bigenerina* Schellwien, Die Fauna des karnischen Fusulinenkalkes. II. Foraminifera. Palaeontographica. Bd. 44. pag. 269 f.

Die Gattung ist für die mittlere Stufe des westsumatranischen Obercarbons charakteristisch. In zahllosen Exemplaren, die sich auf mehrere Arten vertheilen, kommen diese kleinen [1]) charakteristischen Foraminiferen neben der typischen Fauna vor.

Eigenartig ist der Erhaltungszustand der ausgewitterten Exemplare, indem die Schale verwittert und die Ausfüllungsmasse erhalten ist, so dass also z. B. die Poren der Aperturschilder als Säulchen in Erscheinung treten: sie wittern also als Steinkerne aus.

Während bei der typischen *Bigenerina* im Sinne Schellwien's ein erheblicher Theil der Kammern zweireihig angeordnet ist, haben die Sumatraner Formen das gemeinsam, dass nur die ersten Anfangskammern zweireihig sind, der grössere oder grösste Theil dagegen einreihig. Das geht so weit, dass zum Theil sogar nur die ersten zwei Anfangskammern einreihig sind, so dass die Schalen jenen von *Nodosinella* vielfach nahe kommen. Gleichwohl meine ich aber, die Formen nicht von *Bigenerina* abzweigen zu sollen, sondern sie als extreme Fortentwickelung im Sinne der *B. elegans* Möll. — die übrigens typisch in vorliegendem Materiale vorhanden ist — betrachten zu müssen.

Was den Aufbau der Schale anlangt, so zeigt ihre leichte Verwitterbarkeit, gegenüber dem einschliessenden Kalke, dass sie — entsprechend der Möller'schen Angabe über die russischen Exemplare — in ihrer äusseren Schicht vorwiegend aus kalkigem Trümmermaterial aufgebaut ist.

1) Mit Ausnahme etwa von *Bigenerina Milchi* n. sp. sind die Sumatraner Formen für Bigenerinen sehr gross, zum Theil auffallend gross.

Nach ihrer Zusammengehörigkeit gliedern sich die 5 Sumatraner Bigenerinen folgendermaassen:

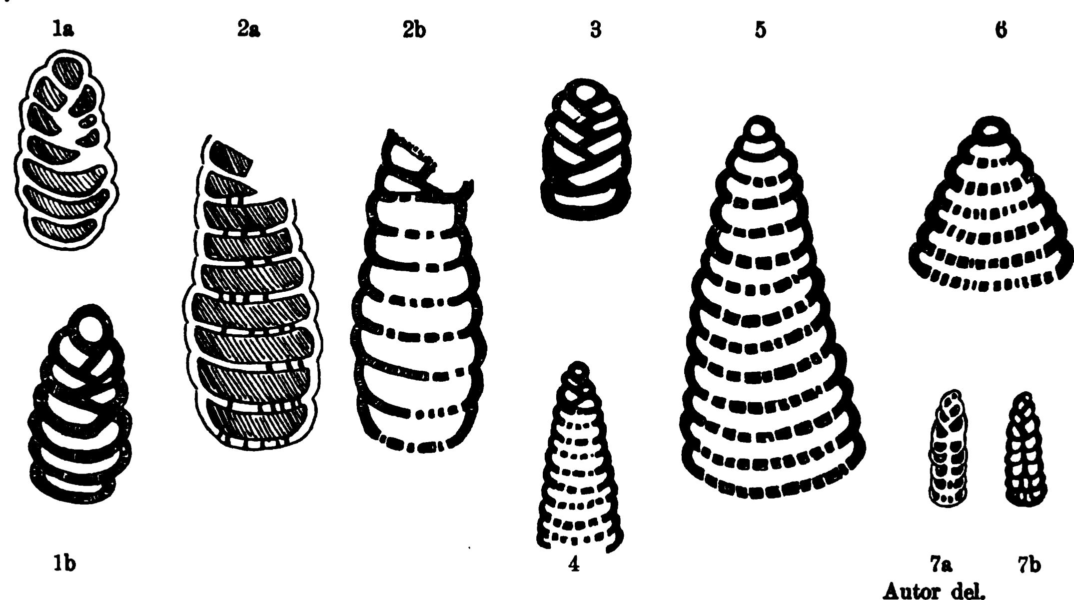


Fig. 26. 1—3 *Bigenerina elegans* MÖLL., 4 *B. Wysogórskyi* nov. spec., 5 *B. sumatrana* nov. spec., 6 *B. Leonhardi* nov. spec., 7a, b *B. Milchi* nov. spec. Alle Figuren sind in 8-facher Vergrösserung gezeichnet.

1) alle einreihigen Kammern von vielfach durchbohrten Schildern geschlossen:
   a) zweireihiger Gehäuseabschnitt kurz (zusammen 6—10 Kammern):
      Bigenerina elegans MÖLL.
      „ *Wysogórskyi* nov. spec.
   b) zweireihiger Gehäuseabschnitt stark reducirt (zusammen 2—3 Kammern),
      Bigenerina sumatrana nov. spec.
      „ *Leonhardi* nov. spec.
2) nur die jüngsten Kammern von mehrfach durchbohrten Schildern geschlossen:
   Bigenerina Milchi nov. spec.

Bigenerina elegans MÖLL.

Cribrostomum elegans v. MÖLLER, l. c. pag. 64. t. 4 f. 2—5 Textfig. 28.
Bigenerina elegans SCHELLWIEN, l. c. pag. 270. t. 24 f. 1—4.

Die Art liegt ziemlich häufig sowohl in kleinen, wie ausgewachsenen Exemplaren vor und entspricht vor allem der SCHELLWIEN'schen Abbildung so genau, dass die Identität gesichert ist.

Das Gehäuse besteht aus einem kurzen, kegelförmigen, zweireihigen Theile und einem einreihigen Endtheile, der sich durch cylindrische Gestalt charakterisirt, bisweilen sogar in seinem Ende leicht verjüngt erscheint.

Die Zahl der zweireihigen Kammern beträgt jederseits durchschnittlich 4—5, während die Zahl der einreihigen Endkammern gelegentlich bis zu 8 steigt.

Die Höhe des zweireihigen Theiles beträgt bei einem ausgewachsenen Gehäuse etwa 1,4 mm, während die Gesammthöhe bis auf 4, ja 4,5 und 5 mm steigt, so dass also im Durchschnitt auf die Kammern des Endtheiles etwa je 0,4 mm Höhe entfällt.

Die Septa sind in dem zweireihigen Theile der Schale sehr lang und erstrecken sich reichlich bis zur Schalenmitte.

Im einreihigen Abschnitte sind sämmtliche Kammern durch wenig gebogene Aperturschilder geschlossen; die Oeffnungen in denselben sind bei den älteren Kammern weniger zahlreich, bei den jüngeren zahlreich und ohne genaue Anordnung vertheilt; ihre Form ist unregelmässig. Auch die Aperturschilder werden durch eine kalkige Schicht wesentlich verstärkt, und zwar die älteren mehr als die jüngeren; dies tritt beim Steinkern dadurch in Erscheinung, dass die Kammerscheidewänden entsprechenden Hohlräume dort breiter sind als hier.

Die Art liegt vor aus der Hauptfusulinenschicht, sowie den oberen Trogkofelschichten der karnischen Alpen: ausserdem aus dem russischen Carbon.

Die einzigen Unterschiede der sumatranischen Form von der karnischen liegen in der leichten Verjüngung des letzten Gehäuseendes.

Von *Climacammina protenta* SCHWAGER (l. c. pag. 150) unterscheidet sich die Form, abgesehen von Anderem, schon durch ihre viel beträchtlichere Grösse, welche bei gleicher Kammerzahl etwa das Dreifache beträgt.

Bigenerina Wysogórskyi nov. spec.

In wenigen Exemplaren von zum Theil prächtiger Erhaltung liegt eine kleine, zierliche Form vor, die der *B. sumatrana* nov. spec. ausserordentlich nahe kommt und sich von ihr nur durch geringe Grösse des Gehäuses und, dadurch bedingt, zarteren Aufbau, sowie durch andere Ausbildung des zweireihigen Abschnittes unterscheidet. Vor allem der letztgenannte Grund macht eine Abtrennung nothwendig.

Der Anfangsabschnitt des Gehäuses ist ähnlich wie bei *B. elegans* gebaut und besteht jederseits aus 3 wechselständigen Kammern mit relativ kurzen Septen. Die Zahl der einreihigen Kammern steigt bis auf 10; sie alle sind mit durchbohrten Aperturschildern geschlossen, deren Oeffnungen ziemlich grob sind und denen der anderen Formen an Grösse wenig nachgeben.

Das Gehäuse ist spitz-conisch; seine Gesammthöhe beträgt 2,8 mm bei 8 einreihigen Kammern. Der grösste Durchmesser ist bei der 8. Kammer 1,1 mm, so dass also Breite zur Höhe sich wie 2 : 5 verhalten. Die Durchschnittshöhe einer Kammer ist 0,25 mm.

Climacammina protenta SCHWAGER (l. c. pag. 150) aus dem grauen Fusulinenkalke der Provinz Mino (Japan) scheint unserer Form sehr nahe zu kommen, erreicht aber nur eine weit geringere Grösse: bei 6 einreihigen Kammern nur bis 1,4 mm hoch; ausserdem ist ihr Gehäuse stumpfer.

Bigenerina sumatrana nov. spec.

Diese grosse, durch ihr spitz-conisches Gehäuse leicht kenntliche Art ist auf den Handstücken die häufigste *Bigenerina*.

Der zweireihige Theil ist auf nur 2—3 kleine Kammern reducirt, der einreihige hingegen mächtig entwickelt. An die kugelige Primordialkammer schliessen sich wechselständig noch eine oder höchstens 2 kleine Kammern an; dann beginnt der einreihige Theil, dessen Kammern von Anfang an mit Aperturschildern geschlossen sind. Diese Schilder sind leicht gebogen und im Anfangstheile von weniger, später von immer zahlreicheren, unregelmässigen, doch stets etwa an Grösse gleichen Oeffnungen durchbohrt. Auf je ca. 0,18 mm Durchmesser kommt eine Oeffnung.

Die Zahl der einreihigen Kammern ist recht bedeutend und steigt bis auf 12. Die Kammern

nehmen an Durchmesser gleichmässig zu, so dass das Gehäuse spitz-conisch wird. Seine Gesammthöhe beträgt bei grossen, erwachsenen Formen bis zu 5,6 mm, der Enddurchmesser bis zu 2,2 mm. Die Durchschnittshöhe der einzelnen Kammern ist etwa 0,4 mm.

Die Septen sind sehr kurz und leicht zurückgebogen. Die äussere Schale ist sehr dünn und wird durch eine kalkige Schicht im Innern sehr erheblich verdickt, und zwar in den älteren Theilen mehr als in den jüngsten Kammern. Diese Verdickung findet übrigens nicht regelmässig statt, erstreckt sich auch auf die Oeffnungen der Aperturschilder und greift auch auf die Unterseite der Schilder über.

Diese Art, die eine Fortbildung der schon bei *B. elegans* bemerkenswerthen Reduction des zweireihigen Gehäuseabschnittes charakterisirt, steht der *Climacammina cribigera* SCHWAGER aus dem grauen Fusulinenkalk mit *Fusulina japonica* aus Japan, Provinz Mino, am nächsten, unterscheidet sich jedoch von ihr, abgesehen von der weit erheblicheren Grösse (0,8 zu 5,6 mm), durch stärkere Reduction des zweireihigen Gehäusetheiles. Durch dasselbe Merkmal, sowie auch durch die conische Gestalt ist sie von *B. elegans* leicht zu trennen.

B. sumatrana tritt in grosser Häufigkeit in der mittleren Stufe des Sumatraner Obercarbons auf und findet sich, allerdings sehr selten, auch noch in der oberen Stufe.

Bigenerina Leonhardi nov. spec.

Ziemlich selten tritt neben den anderen Bigenerinen eine Form auf, die im Bau, speciell auch im Verhalten des zweireihigen Gehäusetheiles, der *B. sumatrana* nov. spec. sehr nahe kommt, aber sich durch die stumpf-conische Gestalt des Gehäuses, sowie die geringere Höhe der Kammern leicht unterscheidet.

Bei ihr ist Höhe und grösster Durchmesser etwa gleich, während sich beide bei *B. sumatrana* nov. spec. etwa wie 3 : 2 verhalten, während die Höhe einer Kammer nur etwa 0,3 mm beträgt; auch sind die Oeffnungen in den Aperturschildern kleiner, so dass ihre Zahl bei der 8. Kammer im Längsschnitte etwa 12 beträgt gegen 8 bei *B. sumatrana* nov. spec.

Obwohl es beim flüchtigen Zusehen leicht ist, diese Form im Längsschnitte mit schiefen Längsschnitten der *B. sumatrana* zu verwechseln, da durch die Schiefe des Schnittes die Höhe des Kegels geringer wird, während der Durchmesser derselbe bleibt, also die Form stumpfer erscheint, ist bei einem genaueren Vergleiche doch eine Verwechselung ausgeschlossen, weil die scheinbare Höhe der Einzelkammer bei schiefem Schnitte zunimmt, die Kammerhöhe bei *B. Leonhardi* dagegen kleiner ist als bei *B. sumatrana*.

Bigenerina Milchi nov. spec.

Eine winzige Form liegt in einigen Gehäusen vor, die einigermaassen an die von SCHELLWIEN, l. c. t. 23 f. 15 abgebildete Form erinnert.

Der zweireihige Anfangstheil ist stumpfkegelig und besteht aus je 2 Kammern, deren Septen einen Winkel, welcher 90° etwas überschreitet, zusammen bilden. Der einreihige Abschnitt ist cylindrisch und besteht aus 5 Kammern, welche durch leicht gebogene Schilder geschlossen sind. Während die Schilder der älteren Kammer nur eine centrale Oeffnung haben, sind die letzten beiden von mehreren Oeffnungen durchbohrt.

Die Höhe des Gesammtgehäuses ist 1,4 mm, die grösste Breite nur 0,3 mm, die Höhe der einreihigen Kammern im Durchschnitt nicht ganz 0,2 mm.

Sie unterscheidet sich von der SCHELLWIEN'schen Form durch wesentlich grössere Schlankheit,



von *Cribrostomum commune* v. MÖLLER (l. c. pag. 60), mit der sie sonst einige Aehnlichkeit hat, durch die starke Reduction des zweireihigen Gehäuseabschnittes.

II.
Sumatrina nov. gen.

An der Basis des oberen Obercarbons treten gesteinsbildend kleine Fusuliniden auf, welche von allen bisher bekannten Formen sich durch den Besitz eines Dachskeletes unterscheiden. Sie stehen also zu *Fusulina* etwa in demselben Verhältniss wie *Doliolina* und bilden also zum mindesten eine wohl abgegrenzte neue Gattung, für welche ich nach ihrem ersten Vorkommen den Namen ***Sumatrina*** nov. gen. in Vorschlag bringe.

Ich fand die mir vorliegenden Handstücke am Bukit Bessi im NO des Singkarak-Sees, leider nicht anstehend, sondern auf dem Schuttmantel. Doch kann ihre Altersstellung kaum zweifelhaft sein, denn von charakteristischen Fusuliniden kommt auf denselben Handstücken sowohl *Fusulina granum avenae* F. R. als *Doliolina Verbeeki* GEIN. vor. Erstere ist auf den Stücken sehr häufig, letztere Form dagegen selten. Nun aber erscheint *D. Verbeeki* G. auf das obere Obercarbon beschränkt, während *F. granum avenae* R. charakteristisch für das mittlere Obercarbon ist und im oberen nur noch seltener auftritt; wir werden also nicht fehlgehen, wenn wir die genannten Handstücke als von der Basis des oberen Obercarbons stammend betrachten.

Die **Gattungsdiagnose** lautet kurz:

spindelförmige Fusuliniden mit einem aus je 2—4 Längs- und Querreifen bestehenden ***Dach****skelet.*

Sumatrina Annae nov. gen. nov. spec.

Die Art bildet spindelförmige Gehäuse, welche durchschnittlich eine Grösse von $1^1/_2$—2 zu 4—5 mm Durchmesser erreichen. Die Gehäuse, welche sich ziemlich schnell an beiden Enden zuspitzen, sind nicht drehrund, sondern in der Längsaxe leicht gekrümmt.

Im feinen Aufbau ist das Gehäuse dergestalt, dass es nach seinem unabänderlichen Schema stets gleich, doch im einzelnen Detail oft unregelmässig ist, wie das ein Blick auf die Figuren zeigt.

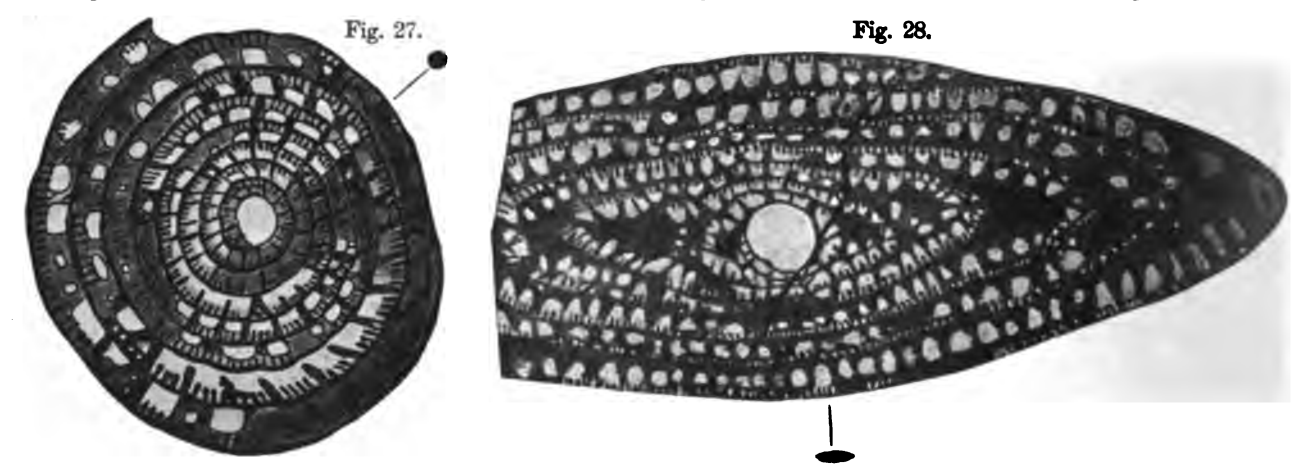


Fig. 27. *Sumatrina Annae* nov. gen. nov. spec. Querschliff in etwa 30facher Vergrösserung. Vom Autor durchgezeichnete Mikrophotographie.

Fig. 28. *Sumatrina Annae* nov. gen. nov. spec. Längsschliff in etwa 30facher Vergrösserung. Vom Autor retouchirte Mikrophotographie.

Das Gehäuse besteht nach Art der Fusuliniden-Gehäuse aus einander einwickelnden Umgängen, welche durch Längs- und Querscheidewände in zahlreiche Einzelkammern von annähernd cubischer Form zerlegt sind; dementsprechend weist sowohl der Querschnitt, wie auch der Längsschnitt sogen. Septen auf. Die Kammern sind gegen einander durch Poren geöffnet, welche nicht genau in der

Fig. 29.



Fig. 30.



Fig. 29. *Sumatrina Annae* nov. gen. nov. spec. Stück eines Schiefschliffes in etwa 30facher Vergrösserung; vom Autor nachgezogene Mikrophotographie, zeigt deutlich das in concentrischen Zonen auftretende, schiefgetroffene Maschenwerk des Dachskeletes.

Fig. 30. *Sumatrina Annae* nov. gen. nov. spec. Unretouchirte Mikrophotographie eines Schiefschliffes in ca. 20facher Vergrösserung.

Fig. 31.



Fig. 31. Schema des Baues von *Sumatrina* nov. gen. Die Kammern links sind aufgeschnitten gezeichnet, bei der oberen ist das Dachblatt fortgelassen, um schematisch den Bau des Dachskeletes aus Längs- und Querleisten darzustellen.

Mitte, sondern mehr gegen den Boden gelegen zu sein scheinen und annähernd sanduhrförmig sind. Alle 4 Seitenwände einer Kammer tragen je eine derartige Oeffnung.

Während bei den Doliolinen auf dem Boden parallele Querreifen sich befinden, welche ein sogen. Basalskelet bilden, hat *Sumatrina* an seinem Dachblatt ähnliche Längs- und Querreifen, welche man also füglich als **Dach**skelet bezeichnen kann. Diese Reifen bilden zusammen ein unregelmässiges Gitter- oder Maschenwerk. Während das Dachskelet im geraden, centralen Längs- oder im Querschliff, der die Quer- bezw. Längsreifen schneidet, wie das Basalskelet als kleine Leistchen zwischen den Septen in Erscheinung tritt (vergl. Fig. 27 und 28), bemerkt man bei jedem schiefen und excentrischen Schliff, welcher auf mehr oder weniger grosse Erstreckung Längs- und Querreifen schneiden muss, das Maschengitter. Dasselbe tritt in schmalen, concentrischen Zonen im Schiefschliff auf (vergl. Fig. 29 und 30), ist um so breiter, je horizontaler der Schliff das Dachskelet schneidet, um so schmaler, je verticaler.

Diese merkwürdigen Schiefschliffe bieten das charakteristischste Bild der *Sumatrina*.

Das Dachskelet besteht in den ersten (beiden) Umgängen zumeist aus je 2 Längs- und Querreifen in jeder Kammer; ihre Zahl steigt dann auf je 3. Dies bleibt durchschnittlich die Regel, obwohl sich bei den letzten Umgängen gelegentlich auch 4 Reifen finden. Der Verlauf der Reifen ist regelmässig genug, obwohl nicht absolut regelmässig. Ob zwischen den einzelnen Reifen Verbindungsporen von Kammer zu Kammer gehen, konnte ich nicht sicher feststellen, doch glaube ich es nach dem Material nicht.

Quer- wie Längssepten, besonders die letzteren, sind sehr kräftig, ihre Dicke beträgt etwa $^1/_5$ des Kammerlumens; während aber die Längssepten (d. h. die äussere Bedeckung des Gehäuses, meist

durchgehen, setzen die Quersepten im Dachskeletabschnitte mehr oder weniger ganz aus (vergl. Fig. 28 und 29), was vor allem im Längsschnitte deutlich zu beobachten ist.

Das Embryonalbläschen hat etwa einen Durchmesser von 0,15 mm (vergl. Fig. 27 und 28).

Die Höhe der Umgänge wächst allmählich von 0,07 mm bei den ersten Umgängen zu 0,1 mm und steigt schliesslich, etwa vom 7. Umfang an, auf 0,13 mm Höhe; ähnlich ist die Kammerbreite, so dass also die Kammerzahl für einen Umgang des Querschnittes ist:

beim 1. Umgang: ca. 12 Kammern		beim 5. Umgang: ca. 26 Kammern		
„ 2. „ : „ 17 „		„ 6. „ : „ 28 „		
„ 3. „ : „ 22 „		„ 7. „ : „ 32 „		
„ 4. „ : „ 24 „		„ 8. „ : „ 36 „		

Charakteristisch ist für den Längs- und Querschliff vor allem das auf beiden in ganz ähnlicher Weise in Erscheinung tretende Dachskelet: kurze, oft knopfförmig endende Leistchen, welche zu 2—4 zwischen den langen Kammerscheidewänden stehen.

III.

Lonsdaleia.

Lonsdaleia Frechi nov. spec.

Lonsdaleia spec. FLIEGEL, l. c.

Die Form bildet grosse, rasenförmige Stöcke, deren Durchmesser bis auf 15 cm und darüber steigt, so dass ein Stock aus vielen Hunderten von Kelchen besteht.

Die Kelche, deren Durchmesser im Durchschnitt etwa 6 mm beträgt, haben unregelmässig polygonale Gestalt; die Zahl der Seiten schwankt sehr, aber ganz abgesehen von der Zahl der oft sehr kurzen Seiten, herrscht in der grossen Anordnung der Typus der Vierseitigkeit vor, oder mit anderen Worten: die Kelche sind im Rasen in sich kreuzenden oft allerdings unregelmässigen und gebogenen Reihen angeordnet. Dieselbe Anordnung zeigen übrigens auch die Salt Range-Lonsdaleien [1]), eine Tatsache, die immerhin einige Beachtung verdient.

Die kelchtrennende Mauer ist stark und kräftig und steht mit dem Ansatz der Septen in innigem Verbande, sodass sie im ausgewitterten Zustande häufig wie ein beiderseits tiefgesägtes Band erscheint.

Der Septalapparat ist nach dem der Gattung eigentümlichen Typus gebaut, d. h. es findet häufig eine Unterbrechung zwischen Theca und dem centralen Septenstern statt, so dass im randlichen Kelchtheile nur Blasengewebe vorhanden ist. Eine accessorische Wand, wie sie FLIEGEL beschreibt, findet sich im Kelchinnern nicht. Diese Loslösung des Septalapparates kann unregelmässig allenthalben im Kelche stattfinden und ganz oder theilweise auftreten; meist beschränkt sie sich mehr oder weniger auf die ausspringenden Ecken, während der centrale Theil des Septalapparates mehr kreisförmig bleibt bezw. ist.

Hiermit im Zusammenhange steht das Auftreten typisch rundbegrenzter Kelche, welche als Endstadien aufzufassen sind.

Die Septen treten alternirend auf; im centralen Theile können wir etwa 12—16 grosse Septen unterscheiden, welche das Säulchen erreichen und dazwischen ebensoviel kleinere, welche das Säulchen nicht erreichen. Sie alle stehen zu Zacken der Theca in directer — oft allerdings durchbrochener —

1) WAAGEN, l. c. t. 99, f. 1a, t. 100, f. 1a, 1b.

Verbindung. Ausserdem schiebt sich an der Theca noch ein Cyclus von Septalzacken ein, der aber nicht in das Kelchinnere eintritt. In den Ecken finden sich nun häufig genug Abweichungen von dieser Regel, und zwar finden sich die Theca entlang gezählt viel mehr Zacken; der Ueberschuss erklärt sich aus der raumausfüllenden Einschiebung junger Septenzacken in den Ecken.

Fig. 32.

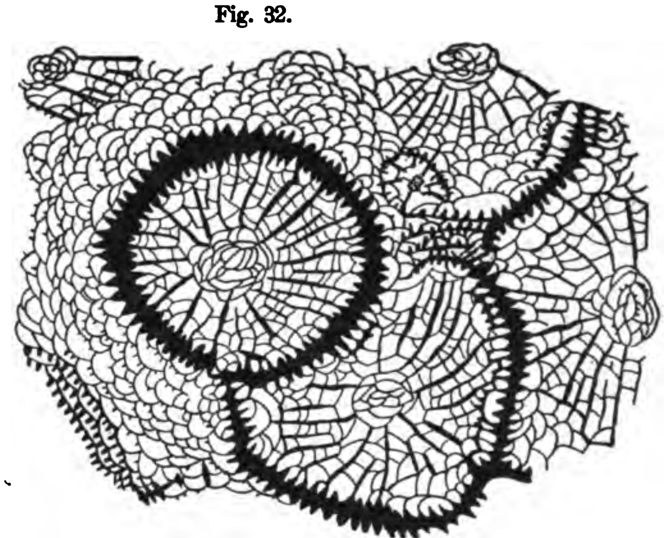


Fig. 33.



Fig. 34.

Fig. 32. *Lonsdaleia Frechi* nov. spec. Oberes Obercarbon. Vergr. 6 mal. In der Mitte ein normaler runder Kelch, dessen Septa wesentlich von der Mauer ausgehen; rechts oben ein junger Kelch; darunter sich bildende Mauer (ebenso links unten), welche die endothekale Entstehung zeigt; links oben Theil eines jüngeren Kelches noch ohne eigene Mauer; der Kelch in der Mitte unten, sowie der halbe Kelch rechts zeigen, dass der Septalapparat, rund, die Kelchmitte ausfüllt, und dass die ausspringenden Ecken durch Bläschengewebe ausgefüllt sind. Beim halben Kelch rechts schwache Andeutung einer „Innenmauer". Der Entwickelungsgang ist also der: mauerlose Knospe im Bläschengewebe — Bildung eines vollständigen Septalsternes — Zusammenschluss der Bläschen zu einer endothekalen Mauer, welche zunächst sich an andere Kelche anlegt, so dass die Form vielseitig ist — Ablösung einer eigenen Mauer von der bisher gemeinsamen Mauer (oben rechts; beim Kelche unten in der Mitte), so dass schliesslich ein grosser runder Kelch mit allseitig eigener Mauer entsteht (dessen Mauer allerdings von jüngeren Kelchen zum Theil mitbenutzt wird).

Fig. 33. *Lonsdaleia Frechi* nov. spec. Ausgewitterter Stock, die Basis mit den wurzelförmigen Fortsätzen zeigend, in nat. Gr.

Fig. 34. *Lonsdaleia Frechi* nov. spec. Oberes Obercarbon. Stück der ausgewitterten Oberfläche in nat. Gr.

Die Fortpflanzung findet in der Weise statt, dass sich durch Auflösung im peripheren Theile der Kelche sehr reichliches Blasengewebe bildet und hierin dann ein junges Individuum entsteht, welches zunächst noch der Mauer entbehrt (vergl. Fig. 32 oben rechts).

Die Mauer ist rein endothekalen Ursprunges; sie entsteht durch Verdichtung (gewissermaassen locale Hypertrophie) des Blasengewebes und löst sich ebenso gelegentlich wieder in Endothekalgewebe auf, wobei die Septen als niedrige Leisten — im Querschnitt als kurze Dornen — den Blasen aufsitzen. Durch Wiederverdichtung der Blasen und Aneinanderschliessen der Leisten zu einheitlichen Zacken wird dann nach erfolgter Vermehrung eine neue Mauer hergestellt.

Die Columella ist gross und dick und besteht gleichfalls aus Blasengewebe, und zwar durch Zusammenschluss und kuppelförmiges Sichüberwachsen der centralen Endothekalblasen; man findet

daher häufig genug noch im Columellagewebe die typischen Septalleisten — im Querschnitt Dornen — des Endothekalgewebes.

Die Unterseite des Stockes ist mit einer derben radial gestreiften Epithek bedeckt, welche nach unten zahlreiche lange, dünne hohle Stacheln entsendet (vergl. Fig. 33).

Mit den Lonsdaleien des Productus-Kalkes der Salt Range[1]) besteht keine Beziehung; alle, *L. salinaria* WAAG. u. WENTZ., *L. Wynnei* W. u. W., *L. indica* W. u. W., *L. virgalensis* W. u. W. unterscheiden sich leicht und deutlich durch wesentlich grössere Zahl der Septen oder andere Anordnung derselben (in nur 2 Cyclen); immerhin gehört unsere Art mit den beiden erstgenannten zu einem Formenkreise.

Lonsdaleia Fennemai nov. spec.

Ziemlich selten finden sich Stöcke, welche der vorbeschriebenen Art sehr gleichen, aber sich durch bedeutende Grösse der Kelche von ihr unterscheiden: der Durchmesser der Kelche beträgt bei ihnen 8—12 mm, ist also fast doppelt so gross.



Fig. 35. *Lonsdaleia Fennemai* nov. spec. Ausgewitterte Oberfläche in nat. Gr.

Eine weitere Differenz findet sich auch in der Zahl der Septen, welche im ersten Cyclus von 15—20 schwankt.

Die Art steht vor allem in der Kelchgrösse der *Lonsdaleia floriformis* TRAUDSCHOLD aus dem unteren Fusulinenkalke von Mjatschkowa[2]) nahe, unterscheidet sich aber scharf und leicht durch die erheblich grössere Septenzahl und deren Anordnung: 1.+2. Cyclus hier 30—40, dort 28—32, ohne deutliche Abgrenzung in 2 Cyclen, sowie durch das Fehlen einer Kelchinnenmauer.

Ich gestatte mir, die Art mit dem Namen des um die geologische Erforschung Sumatras so hochverdienten, leider zu früh dahingerissenen Bergingenieurs FENNEMA zu verknüpfen.

IV.
Myriopora nov. gen.

Die Stämme der Stromatoporiden und Milleporiden sind uns aus dem Mesozoikum nur sehr lückenhaft bekannt. Dass die Stromatoporiden mit dem Paläozoikum noch keineswegs, wie man früher annahm, erloschen sind, zeigt das Auftreten wenn auch seltener Formen in der alpinen Trias: *Lithopora* und im Cenoman: *Actinostromaria*[3]).

Schon lange hat man mit den Stromatoporiden die Milleporiden in nahe verwandtschaftliche Beziehungen gesetzt. Aber so wichtig diese auch für die letzten Abschnitte der Erdgeschichte sind, so spärlich sind ihre älteren Reste. Erst in letzter Zeit sind mesozoische Milleporiden bekannt geworden: *Millestroma* GREGORY[4]) aus dem Turon Egyptens und *Milleporidium* STEINM.[5]) aus dem

1) WAAGEN, l. c. pag. 895 ff.

2) Die Kalkbrüche von Mjatschkowa. 1874—1879. pag. 131 f. t. 16 f. 3—5.

3) *Neostroma* TORNQU. ist keine Stromatoporide, sondern gehört in die Verwandtschaft von *Spongiomorpha* FRECH. Dass sie cretaceisch sein soll, erscheint mir ausserordentlich fraglich; diese Altersbestimmung entbehrt jeder Grundlage, da bisher Kreide auf Sumatra noch nicht nachgewiesen ist; viel wahrscheinlicher ist obercarbones oder ev. triadisches Alter.

4) GREGORY, *Millestroma*, a cretaceous milleporoid Coral from Egypt. Geol. Mag. Vol. 35. 1898. pag. 337. t. 13.

5) STEINMANN, *Milleporidium*, eine Hydrocoralline aus dem Tithon von Stramberg. (Beitr. z. Paläont u. Geol. Oesterr.-Ungarns u. d. Orients. Bd. 15. 1903. pag. 1. Mit 2 Taf.)

Stramberger Tithon. Hierbei ist es interessant zu constatiren, dass die ältere Form, wenn sie auch noch einige stromatoporoide Merkmale bewahrt hat, den heutigen Milleporiden entschieden näher steht als die jüngere *Millestroma*, welche in ihrem ganzen compressen Bau, der Anordnung der Zooidien u. s. w. noch recht primitiv ist. Gregory stellt sein *Millestroma* in näheren Vergleich mit den milleporoiden Stromatoporiden des Paläozoikums, z. B. *Hermatostroma* aus dem Devon. Wie richtig dieser Vergleich ist, wie nahe augenscheinlich die phylogenetischen Beziehungen sind, zeigt die Thatsache, dass Uebergangsformen, wie ich durch glückliche Funde nachweisen konnte, bereits im oberen Obercarbon auftreten in der Gattung

Myriopora nov. gen.

Diese neue sumatranische Gattung steht der *Millestroma* sehr nahe und ist trotz ihrer Primitivität eine typische Milleporide.

Wir gewinnen also für die Stammesgeschichte der Stromatoporiden und Milleporiden folgendes Bild:

Die im Devon zu grossem Formenreichthum entwickelten Stromatoporiden setzen in mehreren Zweigen durch Carbon und Dyas (*Carterina*, *Irregulatopora*, *Disjectopora* u. a.) in die Trias (*Lithopora*) fort; die letzte bekannte Form stammt aus dem Cenoman (*Actinostromaria*).

Vom Stamme des devonischen *Hermatostroma* zweigen sich die Milleporiden ab: es entwickelt sich im Obercarbon die noch *Hermatostroma*-ähnliche *Myriopora*, als deren sehr conservativer Nachkomme die obercretaceische *Millestroma* anzusehen ist. Andererseits bilden sich (aus ihr?) schon früher die heutigen Milleporen heraus, deren Formenkreis bereits mit dem oberjurassischen *Milleporidium* einsetzt.

Es gewinnt also auch hier das Bild der vielästigen Entwickelung immer deutlichere Gestalt.

Die **Gattungsdiagnose** von ***Myriopora*** nov. gen. lautet folgendermaassen:

„Milleporiden von knolligem Wuchs; das Skelet ist sehr compact aus Kalkfasern (Pfeilern) aufgebaut, die zu löcherigen Wänden verschmelzen und anastomosirend wurmförmige Kanäle umschliessen; das Skelet besteht aus abwechselnden Lagen wurmförmigen und gestreckten Cönenchymgewebes. Die Zooidröhren (Gastroporen) treten nur in letzterem auf; sie zeichnen sich durch ihre Stellung inmitten eines cyclischen Porensystems, sowie ihre kreisrunde Form und geringe Grösse (fast gleich jener der Cönosarkröhren) aus."

Alter. Oberes Obercarbon.

Vorkommen. Die Form tritt in 2 Arten (*M. Verbeeki* nov. gen. nov. spec., sowie einer nov. spec. mit gröberen Skeletelementen) in den Riffkalken des oberen Obercarbons von West-Sumatra auf, und zwar, wie es scheint, riffbildend. Sie liegt in zahlreichen grossen und kleinen Stöcken von Alahan Pandjang im NO von Gumarang (bei Palembajan nördlich des Manindjau-Sees in West-Sumatra) vor.

Myriopora Verbeeki nov. gen. nov. spec.

Aeussere Gestalt: Junge Stöcke sind ziemlich unregelmässig von Gestalt; die kleinsten Exemplare scheinen durchgängig linsenförmig zu sein, aber bald gewinnt der Stock unregelmässigere Gestalt, wird länglich, bisweilen sogar ästig. Doch scheint sich das im weiteren Verlaufe meist wieder auszugleichen, denn die grösseren Stöcke von 2 cm Durchmesser und darüber zeigen alle wieder

ziemlich runden Querschnitt (vergl. Fig. 36). Dass das Grössenwachsthum recht erhebliche Dimensionen erreichen kann, zeigt ein Bruchstück, welches mir vorliegt, dessen Radius 13 cm ist (vergl. Fig. 38), das also etwa tellergross war.

Fig. 36.

Fig. 37.

Fig. 37. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Oberfläche mehrerer, zusammengedrängter Stöcke in natürlicher Grösse.

Fig. 36. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Oberfläche eines Stockes in 3facher Vergrösserung.

Innerer Bau[1]: Die Stöcke sind lagenförmig gebaut, und so erinnert der Längsbruch besonders sehr stark an Stromatoporen (vergl. Fig. 38); auf der runden Oberfläche erscheinen diese Lagen naturgemäss als ringförmige Zonen (vergl. Fig. 36 u. 37).

Unter der Lupe erscheint der Längsbruch aus etwa parallelen Röhrchen aufgebaut, ohne dass sich die Lagengrenzen durch Laminae oder dergl. markirten. Oberflächlich erkennt man mit der Lupe zahllose wurmförmige Wände, welche kleine, theils allseitig geschlossene, theils mit einander communicirende Poren zwischen sich lassen.

Im Dünnschliff zeigt es sich nun, dass die Stöcke aus einzelnen verticalen Pfeilern aufgebaut sind, welche ihrerseits aus einer centralen Partie und einer scheinbaren Deckschicht bestehen. Dieser Aufbau kommt ganz überein mit der Nicholson'schen Darstellung der Pfeiler, z. B. bei *Hermatostroma* (vergl. Nicholson, l. c. t. 3 f. 1, f 16. pag. 106); Nicholson fasst die Pfeiler als von Canälen durchbohrt auf; bei meinen Dünnschliffen ist leider die Erhaltung nicht so gut, um ein Urtheil zu gewinnen; bei den Längsschliffen ist überhaupt kein Structurdetail in den Pfeilern zu erkennen. Ich möchte auf die Uebereinstimmung ausdrücklich hinweisen, da sie phylogenetisch von hohem Werthe ist. Die Pfeiler verbinden sich mit einander zu Wänden (vergl. Fig. 41); äusserlich legt sich dann auf die Wände eine Deckschicht. Dieser Aufbau ist nur bei günstiger Erhaltung zu erkennen, bei weniger guter Erhaltung verschwimmen die Pfeiler. Ihre Grösse ist ähnlich, wie ich sie bei den Trabekeln

1) Leider lässt die Erhaltung zu wünschen übrig; bei der Feinheit der Skeletelemente ist eine mikroskopische Untersuchung unumgänglich nöthig; leider ist zum Theil die feine Structur durch krystalline Umwandlung verdeckt, dann aber vor allem zumeist Skelet und Ausfüllungsmasse in der Farbe so gleichartig, dass selbst bei den dicksten Dünnschliffen das Skelet nur schemenhaft hervortritt. Man ist also bei der Untersuchung auf diejenigen, glücklicherweise nicht gar zu seltenen Stellen angewiesen, wo die Schliffe contrastreicher sind. Immerhin wird dadurch die systematische Untersuchung erschwert.

mancher Riffkorallen, z. B. *Omphalophyllia granulosa* M. u. a., aus den Cassianer Schichten fand, mit einem Durchmesser von 0,07—0,09 mm.



Fig. 38. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Längsbruch eines grossen Stockes in nat. Gr.

Diese dünnen Pfeiler schliessen sich, wie die Trabekeln der Korallensepten, zu Wänden zusammen, aber ohne dass ein bestimmtes System erkennbar wäre; willkürlich legen sich die Wände aneinander, hohle, theils ganz geschlossene, theils auch mit einander communicirende Röhrchen von 0,1—0,2 mm Durchmesser zwischen sich einschliessend. Aber auch die Pfeiler sind nicht ganz beständig, sie setzen aus, verbiegen sich und gehen auch von einer Wand in die andere über: so sind die Wände nicht vollflächig, sondern löcherig, und das Ganze bildet ein feines, unregelmässiges Maschenwerk.

Bei dieser Unregelmässigkeit treten die Pfeiler natürlich nicht immer in längeren Reihen auf. sondern in beliebiger, grosser oder kleiner Anzahl verkettet und häufig genug auch isolirt; isolirte

Fig. 39.



Fig. 40.

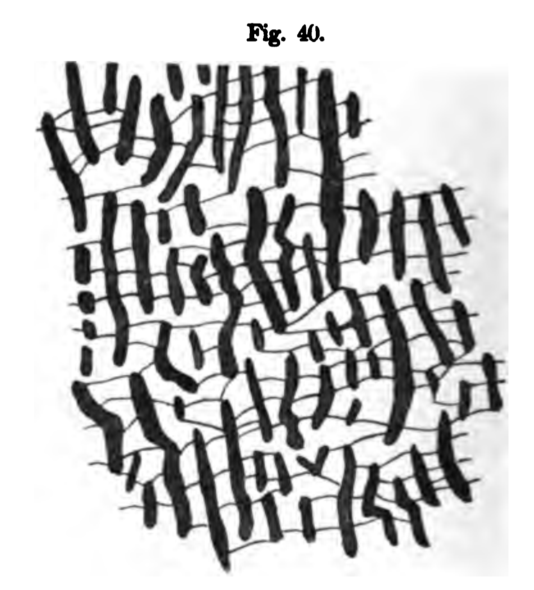


Fig. 39. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Längsschnitt durch eine Lage gestreckten (acrogenen) und wurmförmigen (stratogenen) Cönenchymgewebes; die Böden in den Cönosarkröhrchen sind deutlich sichtbar. 12×.

Fig. 40. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Längsschnitt schräg durch eine acrogene Lage; zeigt die oft unterbrochene Verbindung zwischen den Pfeilern der Wände, die also nicht vollflächig, sondern löcherig sind. 20×.

Fig. 41.



Fig. 42.

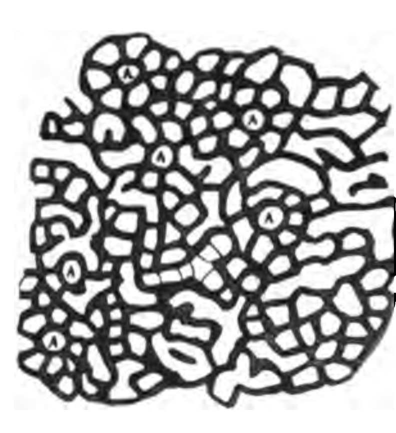


Fig. 41. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Querschnitt durch eine stratogene Lage des Gewebes. Zeigt (central) die Neigung zur Isolirung der Pfeiler, sowie (peripher) den unregelmässigen, wurmförmigen Verlauf des Gewebes. Bei *A* ist eine kreisrunde Zooidröhre; links davon sieht man einen Primärpfeiler mit Sklerenchymdeckschicht. 12×.

Fig. 42. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Querschnitt durch eine acrogene Lage des Gewebes. Die Cönosarkröhren sind grösstentheils allseitig geschlossen und von gleicher Grösse. Bei *A* geschlossene cyclische Porensysteme mit runder Mittelröhre (Gastropore). Es sind Böden bemerkbar. 12×.

Pfeiler finden sich mit einer gewissen Vorliebe (ähnlich einer Columella) im Innern meist grösserer Röhren, augenscheinlich deren weitere Theilung einleitend (vergl. z. B. Fig. 41). Gelegentlich fand ich im centralen Theile grösserer Stöcke die Tendenz zur Auflösung der Wände in einzelne Pfeiler und ganz kurze Reihen: es entstehen dann Bilder, welche vollständig Querschnitten von *Hermatostroma* [1]) gleichen (vergl. Fig. 41).

Im Querschnitte bilden die Wände sich wurmförmig schlängelndes Gewebe.

1) Nicholson, l. c. f. 15. pag. 106. t. 3 f. 1.

Die Poren sind meist rundlich oder abgerundet-polygonal, länglich (bei schiefem Schnitte durch die Pore), oft vereinigen sich 2 oder mehr Poren zu grösseren Porenschnüren oder Löchern. Der

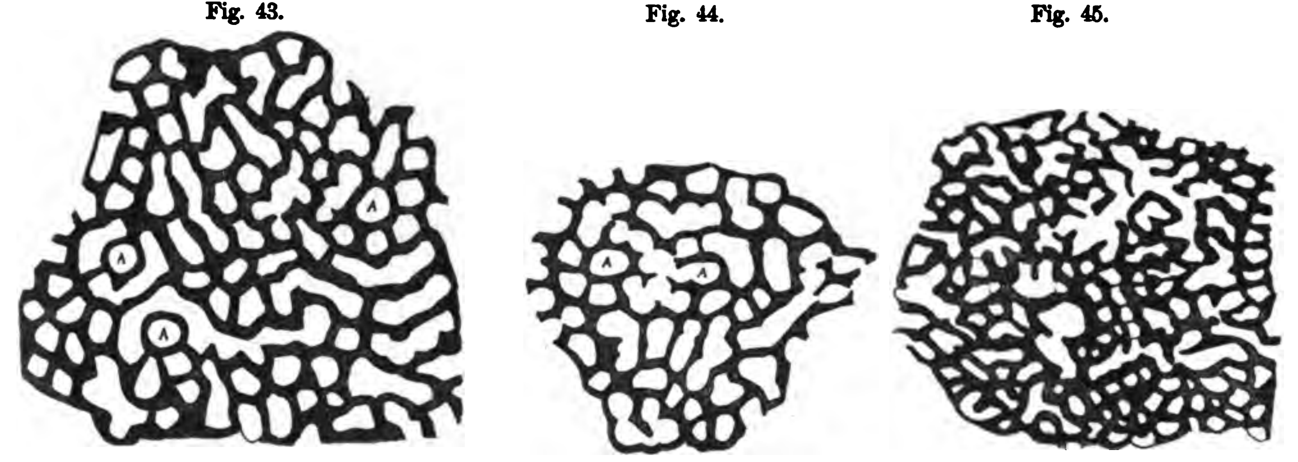


Fig. 43. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Querschnitt aus dem Uebergange beider Lagen des Gewebes. Die Randröhrchen der cyclischen Systeme (bei *A*) sind zu horizontalen Schläuchen aufgelöst. Das Gewebe ist im Ganzen noch ziemlich geschlossen. 20×.

Fig. 44. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Querschnitt aus dem Uebergange beider Lagen des Gewebes. Die cyclischen Systeme (bei *A*) sind völlig in Auflösung begriffen. Das Gewebe ist im ganzen ziemlich wurmförmig. 20×.

Fig. 45. *Myriopora Verbeeki* nov. gen. nov. spec. Querschnitt durch eine stratogene Lage des Gewebes. Das Gewebe ist wurmförmig, die Cönosarkröhren zeigen zum Theil stark verdickte Böden. Keine cyclischen Porensysteme. Das Gewebe weist grössere Löcher auf, die aber mit den Gastroporen nichts zu thun haben. 12×.

Durchmesser der Einzelpore beträgt etwa 0,1—0,2 mm. Im Längsschnitte stellen sich die Poren als parallele Röhrchen dar, deren Lumen zahlreiche Böden (vergl. Fig. 39) aufweist. Diese Böden stehen etwa im Abstande von 0,1—0,4 mm und scheinen, wenigstens grossentheils, durch zahlreiche Röhrchen sich fortzusetzen; da Böden wie auch Röhrchen nicht genau parallel unter sich verlaufen, häufen sich die Böden stellenweise, während sie an anderen Stellen wieder weit von einander treten. Auch im Querschnitte sieht man bei schräg getroffenen Röhrchen bisweilen die Böden (vergl. z. B. Fig. 42). Die Böden selbst sind dünn, doch können sie sich bisweilen beträchtlich verdicken.

Sehr eigenartig ist das **Wachsthum** der Stöcke: es erfolgt in sich abwechselnden Wachsthumsphasen: einer Phase des acrogenen Wachsthums, bei welcher annähernd parallele Röhrchen sich bilden, folgt eine Phase mehr flächigen, stratogenen Wachsthums, bei dem die Porenröhrchen sich wurmförmig verschlingen (vergl. Fig. 39): Dementsprechend gestalten sich die Querschnitte je nach ihrer Lage verschieden. Querschnitte durch die acrogenen Zonen (vergl. Fig. 42) sind weit regelmässiger als solche der stratogenen Lagen, die Poren sind grossentheils allseitig geschlossen oder bilden regelmässige Reihen; je mehr sich der Schliff den stratogenen Zonen nähert, desto stärker wird die Zertheilung, desto unregelmässiger die Poren (vergl. Fig. 43); in den stratogenen Zonen erreichen beim Querschnitte Zertheilung und Unregelmässigkeit ihren Höhepunkt (vergl. Fig. 45).

Bei *Milleporidium* Steinm. finden sich beide Gewebeformen in gleicher Weise: das wurmförmige Coenenchymgewebe in der axialen, das aus gestreckten Pfeilern bestehende acrogene in der corticalen Region der Zweige. Dass die Vertheilung der Gewebeformen bei beiden Gattungen differirt, mag auf die verschiedenen Wachsthumsformen der Stöcke zurückzuführen sein: bei *Milleporidium* ästig, bei

Myriopora stromatoporenartig, knollig. Im Uebrigen stimmen die Gewebe bei beiden Formen auffallend überein. Ein wichtiger Unterschied besteht aber in der Ausbildung der Zooidröhren.

Die **Zooidröhren:** Als ich bei der ersten Untersuchung der Dünnschliffe gelegentlich kleine Coenosarkröhrchen fand, welche säulchenartig einen Pfeiler im Lumen aufwiesen (vergl. Fig. 41), war mein erster Gedanke, dass wir es hier mit Dactylozooidien, ähnlich jenen von *Axopora* etc., zu thun hätten. Nähere Untersuchung brachte mich jedoch hiervon ab und zeigte, dass wir es mit isolirten Pfeilern zu thun haben, welche wahrscheinlich eine Theilung des Röhrchens anbahnen.

Dass auch die gelegentlich auftretenden, auch unter der Lupe auffallenden grossen Höhlungen (vergl. Fig. 45) keine Zooidröhren sind, lehrt die Thatsache, dass sie im Längsschliff fehlen bezw. dass sich in Längsschliffen nirgends auf auch nur ganz kurze Erstreckung Coenosarkröhren mit weitem Lumen nachweisen liessen. Es handelt sich also bei den genannten grösseren Höhlungen nur um ganz zufällige Erscheinungen, um vorübergehende Communication mehrerer benachbarter Röhrchen.

Bei den echten Zooidien begegnen wir Verhältnissen, welche jenen von *Millestroma* ähnlich sind.

In anscheinend regelloser Vertheilung finden sich besonders in den acrogenen Zonen cyclische Systeme von Poren. Um eine, vielleicht ein wenig grössere, auffallend runde Röhre sind in regelmässigem Kreise durchschnittlich 7 abgerundete polygonale Röhrchen angeordnet (vergl. Fig. 42 und 43): Diese Systeme sind, nachdem man erst einmal auf sie aufmerksam geworden ist, so auffallend und charakteristisch, dass man sie nicht verwechseln und sogar mit der Lupe deutlich erkennen kann. Während die runde Mittelröhre sich nicht verändert, verschmelzen die umgebenden Röhrchen zunächst mit einander, dann aber auch mit äusseren, meist langen, schlauchförmigen, ziemlich horizontal liegenden Röhren und umgeben wie ein langer Schlauch die kreisrunde Mittelröhre (vergl. Fig. 43 und 44).

Steinmann [1]) schreibt von *Milleporidium*: „Nur wenn sich die . . . . . Zooidröhren einstellen, ändert sich das Gewebe ein wenig. Dann erweitern sich die Coenosarkröhren und bilden stärkere Zweige, wie sie Moseley von *Millepora* beschrieben hat. Diese laufen gewöhnlich mehr oder weniger parallel zur Oberfläche und führen zu den Zooidien. Wie bei *Millepora* verlaufen daher im Skelet besonders in denjenigen Zonen, wo die Zooidröhren sich zu bilden beginnen, weitere Canäle in gewundenem Verlaufe, die in Schnitten parallel zur Oberfläche deutlich in Erscheinung treten. Wo sie erscheinen, zeigen sich mit ihnen die Anfänge der Zooidröhren."

In regelmässigen Querschnitten aus der acrogenen Zone (vergl. Fig. 42) haben wir regelmässige cyclische Systeme, bei denen die runde Mittelröhre von zumeist geschlossenen Randröhren umgeben ist. In den Querschnitten aus dem Uebergang zur stratogenen Zone zeigen sich bei unverändertem Aussehen der Mittelröhre die Randröhren zu längeren oder kürzeren horizontalen Schläuchen vereinigt, zum Theil auch mit umgebenden Schläuchen verbunden (vergl. Fig. 43), oder aber das ganze System scheint in Auflösung bezw. Entstehung begriffen (vergl. Fig. 44). In Schnitten durch die stratogenen Zonen mit wurmförmigem Coenenchymgewebe ist von den cyclischen Systemen nichts wahrzunehmen.

Ich glaube das nun so auffassen zu müssen: die runden Mittelröhren sind Zooidröhren, und zwar Gastroporen. Wie bei *Milleporidium* sind auch bei *Myriopora* die Zooidien auf gewisse Wachstumsperioden beschränkt: auf die oben als acrogen beschriebenen Phasen. In den stratogenen Phasen zeigen sich die ersten Anfänge der Zooidröhren, die aber erst im Uebergangsstadium deutlich werden durch die Bildung zunächst aufgelöster cyclischer Systeme. Während des Wachsthums der Zooidröhren

1) Steinmann, l. c. pag. 4.

findet allgemein acrogenes, d. h. gestrecktes Wachsthum statt, die Randröhren schliessen sich, ebenso grossentheils auch die übrigen Coenosarkröhren. Gegen Ende des Wachsthums der Zooidröhren wiederholt sich derselbe Process in umgekehrter Reihenfolge, das Randröhrensystem löst sich auf und allmählich geht das Ganze in wurmförmiges Coenenchymgewebe über (stratogene Phase), aus dem sich dann wieder neue Zooidröhren bilden. Dass man diesen Process im Längsschliff nicht verfolgen kann, geht aus dem annähernd übereinstimmenden Durchmesser von Zooid- und Coenosarkröhren hervor.

Ob man die die Mittelröhre umgebenden Randröhren als Dactyloporen auffassen kann oder nicht, ist nicht ohne Weiteres zu entscheiden.

Beziehungen: *Myriopora* steht der *Millestroma* aus dem Turon sehr nahe; der Skeletaufbau ist ausserordentlich ähnlich und ebenso hat auch *Millestroma* ganz ähnliche Zooidröhren; Gregory fasst unvollkommene cyclische Systeme als von Dactyloporen umgebene Gastroporen auf. Es lässt sich aus den Abbildungen nicht beurtheilen, ob bei diesen cyclischen Systemen dieselben Verhältnisse vorliegen wie bei *Myriopora*; wenn ja, so würde dieselbe Auffassung wie für diese auch für jene zutreffend sein.

Gregory bezieht sein *Millestroma* auf *Hermatostroma*, und dieser Vergleich gewinnt durch den neuen Fund einer Zwischenform wie *Myriopora* ausserordentlich an Sicherheit. Thatsächlich steht *Myriopora* aus dem Obercarbon der devonischen *Hermatostroma* womöglich noch näher als die turone *Millestroma*. Abbildungen, wie sie Nicholson l. c. Taf. III, Fig. 1, Taf. XXVIII, Fig. 9, sowie Textfig. 30 giebt, zeigen diese Uebereinstimmung auf das deutlichste. Auch der feinere Aufbau der Pfeiler scheint nach den Beobachtungen, welche ich unter günstigen Umständen bei *Myriopora* machen konnte, gleich oder doch sehr ähnlich zu sein. Andererseits unterscheidet sich doch *Hermatostroma* scharf durch seinen parallelblätterigen Aufbau sowie das Fehlen von Zooidröhren: die Trennung ist bereits vollzogen: *Hermatostroma* ist noch eine echte Stromatoporide, *Myriopora* bereits eine typische Milleporide; aber beide Stämme sind sich doch nunmehr auch zeitlich ausserordentlich nahe gerückt.

Andererseits ist auch die Aehnlichkeit von *Myriopora* und dem oberjurassischen *Milleporidium* sehr gross. Der Skeletbau ist so übereinstimmend, dass z. B. Steinmann l. c. t. 2, f. 2 fast ebenso gut von *Myriopora* stammen könnte. Ebenso wie diese hat auch *Milleporidium* nur Gastroporen; bei beiden Formen treten die Gastroporen nur in gewissen Wachsthumsperioden auf; aber es bestehen auch grosse Unterschiede: *Milleporidium* wächst ästig, seine axiale Region hat wurmförmiges, seine corticale gestrecktes Cönenchym, Zooidröhren treten nur in letzterem auf und haben weites Lumen, der ganze Aufbau der Stöcke ist besonders auch in seiner corticalen Region concentrisch-lamellös — *Myriopora* hingegen wächst knollig, sein Aufbau ist nur insofern concentrisch-lamellös, als das Gewebe aus abwechselnden Lagen gestreckten und wurmförmigen Cönenchyms besteht, wobei die Zooidröhren nur in ersterem auftreten; die Zooidröhren zeichnen sich durch ihre kreisrunde Form, ihre Stellung inmitten eines cyclischen Porensystems aus, haben aber kaum grösseren Durchmesser als die Cönosarkröhren.

Wenn man also auch sehr wohl diese Verschiedenheiten aus geringerer Entwickelungshöhe der jungpaläozoischen *Myriopora* erklären kann und gegen die Annahme phylogenetischer Beziehungen sich schwerlich viel einwenden liesse, so würde umgekehrt diese Annahme bei dem weiten, zeitlichen Zwischenraume (Obercarbon—Oberer Jura) und dem Fehlen von Zwischenformen sich doch auch nicht näher begründen lassen.

An der nahen phylogenetischen Beziehung von *Myriopora* und *Hermatostroma* besteht kein

Zweifel. Ist auch *Milleporidium* auf *Myriopora* zurückzuführen, so fiele damit der Steinmann'sche Versuch für dasselbe an *Stromatopora Carteri*, *Str. Büchel iensis* und *Str. Beuthii* anzuknüpfen. Ich muss gestehen, dass, nachdem der Nachweis einer obercarbonen Milleporide gelungen ist, es mir für *Millestroma* wie *Milleporidium* bei ihrer weitgehenden Uebereinstimmung mit der neuen *Myriopora* am richtigsten erscheint, an diese und damit an *Hermatostroma* anzuknüpfen.

Aber wie dem auch sei, der Nachweis einer paläozoischen, typischen Milleporide ist schon an sich von hohem wissenschaftlichen Interesse; ist doch dadurch ein neuer Faden zur grauen Vorzeit gesponnen; fällt doch durch sie und durch ihre nahe Verbindung mit den Stromatoporiden helleres Licht auf diesen in seiner zoologischen Stellung zweifelhaften Stamm.

Ich erlaube mir, die Art in aufrichtiger Verehrung nach dem Altmeister malaiischer Geologie, Herrn R. D. M. Verbeek, zu benennen.

Erklärung der in der Arbeit öfter vorkommenden Abkürzungen malaiischer Namen.

Bt	= Bukit = Berg	*B*	= Batang = Fluss
G	= Gunung = Berg, Gebirge	*B. A*	= Batang Aier = Fluss
D. Del	= Deleng = Berg	*A*	= Aier = Fluss
Dol	= Dolok = Berg	*Sg*	= Sungei = Fluss
Gk	= Guguk = Berg	*K*	= Kali = Fluss
Tdj	= Tandjong = vorspringende Ecke, Cap	*M*	= Muara = Einmündung.

Druckfehlerberichtigungen.

S. 14 [98] Zeile 17 von oben: statt abradierte lies abgetragene.
S. 16 [100] „ 12 „ unten: statt jüngstpliocänen lies altpleistocänen.
S. 24 [108] „ 5 „ „ : statt (vergl. Fig. 3) lies (vergl. Tafel II).
S. 43 [127] „ 20 „ oben: statt Altpleistocän lies altpleistocän.
S. 91 [175] Fig. 25 ist aus Versehen um 90° gedreht gestellt.

Inhaltsverzeichniss.

Einleitung . . . . pag. 3 [87]
I. Das alte Schiefergebirge . . . . pag. 7 [91]
A. Das Archaikum . . . . pag. 7 [91]
B. Die malaiische Formation . . . . pag. 8 [92]
1. Verbreitung der malaiischen Formation . . . . pag. 8 [92]
2. Gliederung . . . . pag. 10 [94]
3. Mächtigkeit . . . . pag. 11 [95]
4. Tektonik des alten Schiefergebirges . . . . pag. 12 [96]
a) Der Padanger Bogen . . . . pag. 12 [96]
b) Der Tapanuli-Bogen . . . . pag. 13 [97]
c) Resultate . . . . pag. 14 [98]
5. Das Alter der malaiischen Formation . . . . pag. 15 [99]
II. Die Granitmassive und das altpaläozoische Hochgebirge . . . . pag. 15 [99]
III. Das Obercarbon . . . . pag. 18 [102]
A. Die Singkarak-Schichten . . . . pag. 18 [102]
1. Lagerungsverhältnisse . . . . pag. 18 [102]
2. Ehemals weit grössere Verbreitung der Singkarak-Schichten . . . . pag. 19 [103]
3. Das Alter . . . . pag. 20 [104]
B. Das mittlere und obere Obercarbon . . . . pag. 22 [106]
1. Lagerungsverhältnisse . . . . pag. 22 [106]
2. Gliederung . . . . pag. 23 [107]
3. Verbreitung der Kalke . . . . pag. 24 [108]
4. Das Alter . . . . pag. 26 [110]
IV. Die basischen Massengesteine und ihr Verhältniss zu den postcarbonen Faltungen pag. 27 [111]
V. Die Trias . . . . pag. 29 [113]
VI. Das Tertiär . . . . pag. 30 [114]
1. Gliederung des Tertiärs . . . . pag. 30 [114]
2. Die intratertiären Ergusssteine . . . . pag. 31]115]
3. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs . . . . pag. 33 [117]
a) West-Sumatra . . . . pag. 33]117]
b) Süd-Sumatra . . . . pag. 39 [123]
c) Java und seine tektonische Fortsetzung der Inselbogen Engano-Nias . pag. 40]124]
4. Die altpleistocäne Gebirgsbildung . . . . pag. 42 [126]
VII. Die jungen Vulkane . . . . pag. 47 [131]
1. Specielle Beschreibung . . . . pag. 47 [131]
a) Das diluviale Alter des Manindjau-Vulkanes . . . . pag. 47 [131]
b) Der Merapi . . . . pag. 59 [143]
c) Der Vulkan Sago . . . . pag. 62 [146]
d) Der alte Singkarak-Vulkan . . . . pag. 65 [149]
e) Die Barisan-Vulkane . . . . pag. 66 [150]
f) Der Kaba . . . . pag. 67 [151]

2) Die geologische Stellung der jungen Vulkane . . . pag. 72 [156]
a) Liste der Vulkane Sumatras . . . pag. 72 [156]
b) Die Anordnung der Vulkane . . . pag. 74 [158]
c) Die tektonische Stellung der Vulkangruppen . . . pag. 75 [159]
d) Zusammenfassung . . . pag. 79 [163]
e) Die Vulkane Javas . . . pag. 79 [163]
VIII. Zusammenfassung der allgemeineren Resultate . . . pag. 82 [166]
I. Tektonische Ergebnisse . . . pag. 82 [166]
II. Stratigraphische Ergebnisse . . . pag. 84 [168]
Anhang I: Das Ulu-Rawas-Gebiet in Süd-Sumatra . . . pag. 86 [170]
I. Allgemeine Uebersicht . . . pag. 86 [170]
II. Stratigraphische Uebersicht . . . pag. 88 [172]
1. Die malaiische Formation . . . pag. 88 [172]
2. Diabase . . . pag. 88 [172]
3. Das Eocän (Eп VERBEEK) . . . pag. 89 [173]
4. Das Neogen . . . pag. 90 [174]
5. Die tertiären Massengesteine . . . pag. 91 [175]
6. Das Quartär . . . pag. 92 [176]
III. Tektonische Uebersicht . . . pag. 92 [176]
Anhang II: Einige neue Foraminiferen und Korallen sowie Hydrokorallen aus dem Obercarbon Sumatras . . . pag. 93 [177]
Foraminifera.
Fam. *Textularidae.*
Bigenerina D'ORB. . . . pag. 94 [178]
Bigenerina elegans MÖLL. . . . pag. 95 [179]
Bigenerina Wysogórskyi nov. spec. . . . pag. 96 [180]
Bigenerina sumatrana nov. spec. . . . pag. 96 [180]
Bigenerina Leonhardi nov. spec. . . . pag. 97 [181]
Bigenerina Milchi nov. spec. . . . pag. 97 [181]
Fam. *Fusulinidae.*
Sumatrina nov. gen. . . . pag. 98 [182]
Sumatrina Annae nov. gen. nov. spec. . . . pag. 98 [182]
Anthozoa.
Pterocorallia.
Lonsdaleia Frechi nov. spec. . . . pag. 100 [184]
Lonsdaleia Fennemai nov. spec. . . . pag. 102 [186]
Hydrozoa.
Hydrocorallinae.
Myriopora nov. gen. . . . pag. 102 [186]
Myriopora Verbeeki nov. gen. nov. spec. . . . pag. 103 [187]

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 2570

Bukit Kapur



Fig. 1. Der Sago-Vulkan vom Ostabhange des Merapi aus gesehen, vor ihm der Horst der Marapalam-Kette (bestehend aus Schiefern der malaiischen Formation mit aufgesetzten Obercarbonkalkriffen, z. B. Bukit Kapur [ganz rechts auf dem Bilde]).



Fig. 2. Die Arau-Schlucht bei Pajakomboh. Breite, in fast söhlig lagernde Eocänconglomerate, mit senkrechten Wänden eingeschnittene Schlucht. Die Eocänhochfläche schneidet mit etwa 100—150 m hohem Steilabsturz, der im Hintergrunde zu sehen ist, gegen den Einbruch der Ebene von Pajakomboh (Einbruchskessel des Sago) ab. Die verticale Streifung an den Steilwänden rührt von niederrinnendem Wasser her.

W. Volz phot.

Verlag von Gustav Fischer in Jena.



Fig. 1. Das Ngalau-Saribu-Gebirge vom Thal von Bua aus gesehen. Obercarbone Riffkalkkögel, Schiefern der malaiischen Formation (die flachen Hügel im Mittelgrunde) aufgesetzt; den ebenen Vordergrund nehmen alte Schlammmassen des Sago-Vulkanes ein.

Nach einer Originalphotographie von W. Volz. Verlag von **Gustav Fischer in Jena.**



Fig. 1. Kalkkögel (Obercarbon) des Ngalau Saribu-Gebirges bei Padang Lawas am Ombilin-Flusse. Im Hintergrunde die flachen Formen des Sumpur-Granitgebirges. Der Vordergrund ist Miocän (Graben von Bua).



Fig. 2. Bewaldete Carbonkalkhügel aus der Lalang-Gras-Steppe der Bimssteintuffebene von Koto Alam hervorragend (Nordfuss des Manindjau-Vulkanes).

Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena**.

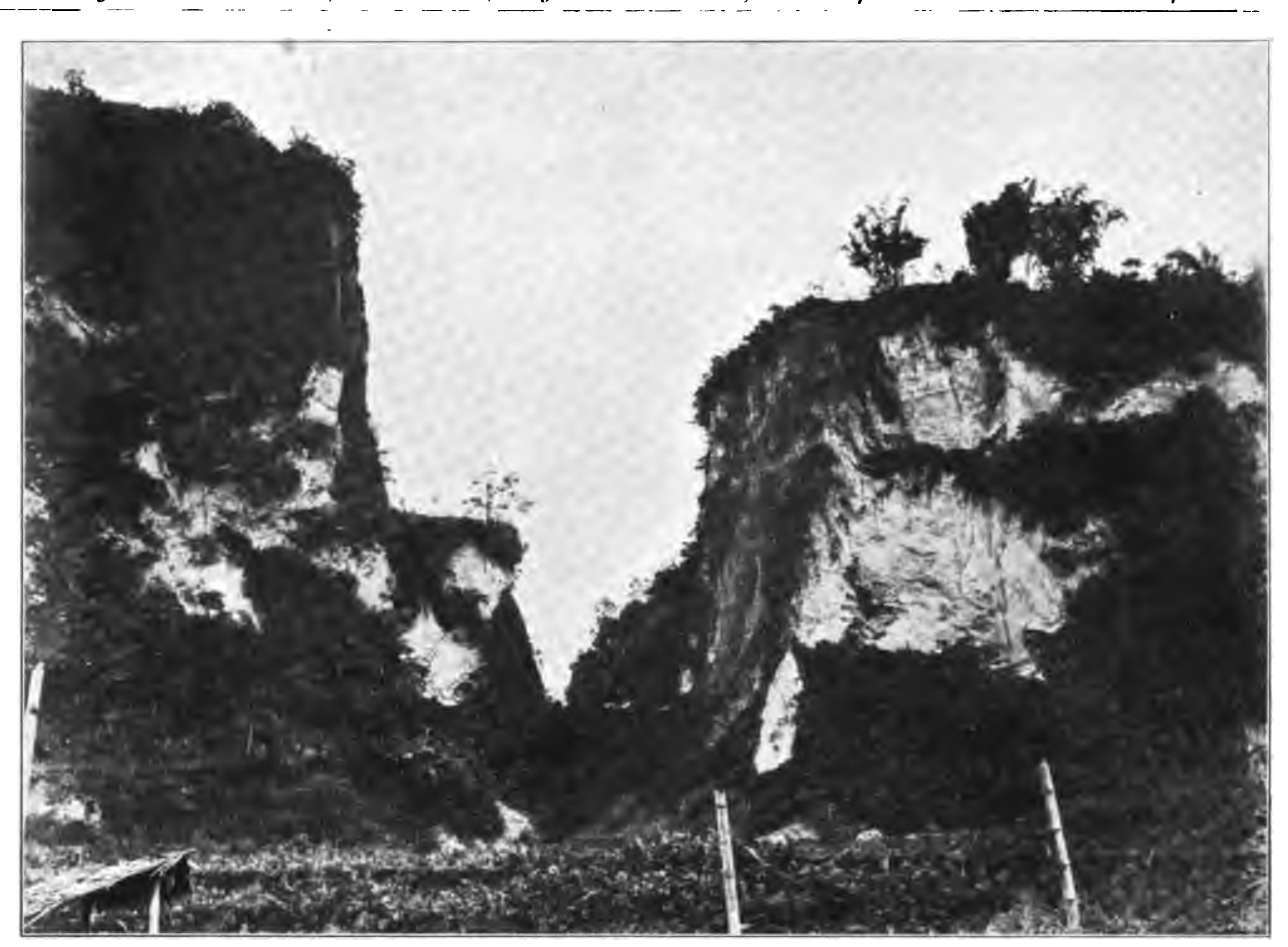


Fig. 1. Das in Bimssteintuffe eingeschnittene Karbauen-Ghat bei Fort de Kock. Zur Darstellung der lössartigen Struktur der Bimssteintuffe mit ihren senkrecht eingeschnittenen Schluchten.



Fig. 2. Senkrecht eingeschnittene Schluchten im Bimssteintuffplateau, etwa 10 km nordwestlich Fort de Kock am NO-Fuss des Manindjau-Vulkanes. Der Bimssteintuff lössartig struirt.

W. Volz phot.

Verlag von **Gustav Fischer in Jena.**



Fig. 1. Das Bimssteintuffplateau von Koto Alam im N. des Manindjau-Vulkans. Den Hintergrund bildet ein mächtiger alter Lavastrom des Bukit Batas Tjubadak und Bukit Pandaman (vgl. die beigegebene Karte des Manindjau-Vulkans).



Fig. 2. Der Doppelvulkan Pasaman Telamau (3000 m), von S her, von Gumarang gesehen. Der Vordergrund ist eine Bimssteintuffebene, rechts hinten der aus obercarbonem Riffkalk bestehende Hügelzug des Bukit Pabinuhan-Barpajung. (Standpunkt des Beschauers: N Fuß des Manindjau-Vulkanes.)

W. Volz phot.

Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**



Fig. 1. Die jungen Krater des Vulkans Merapi. Rechts der Gipfel Parapatti mit dem Rande des (ältesten) Parapatti-Kraters, darunter der Rand des jüngeren Kapundan Gadang, links der thätige Krater Kapundan bongsu (seit 1879 entstanden aus den 3 Kratern C, D, E Verbeek). W. Volz, phot.

4 Ostkrater *3* Kapundan mati
1 Verbeekkrater *2* Pakan rebaha

Fig. 2. Die älteren Krater des Vulkans Merapi. Im Vordergrunde der Verbeekkrater (*1*), dahinter der aus dem Mantel des Kapundan mati herausgepuffte (vergl. Lagerung der Schichten) Pakan rebaha (*2*); hinten rechts der Kapundan mati (*3*), im Hintergrunde der alte grosse Ostkrater (*4*).

E. Löschmann nach Orig.-Skizze von W. Volz. Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena**.

Parapatti **Merapi**

Fig. 1. Der Merapi-Vulkan von SSW her gesehen von Si Mabur aus. Links 10 km entfernt der thätige Parapatti-Gipfel 2767 m, rechts der erloschene Merapi-Gipfel 2891 m.

Sago **Malintang** **Bukit Karas**

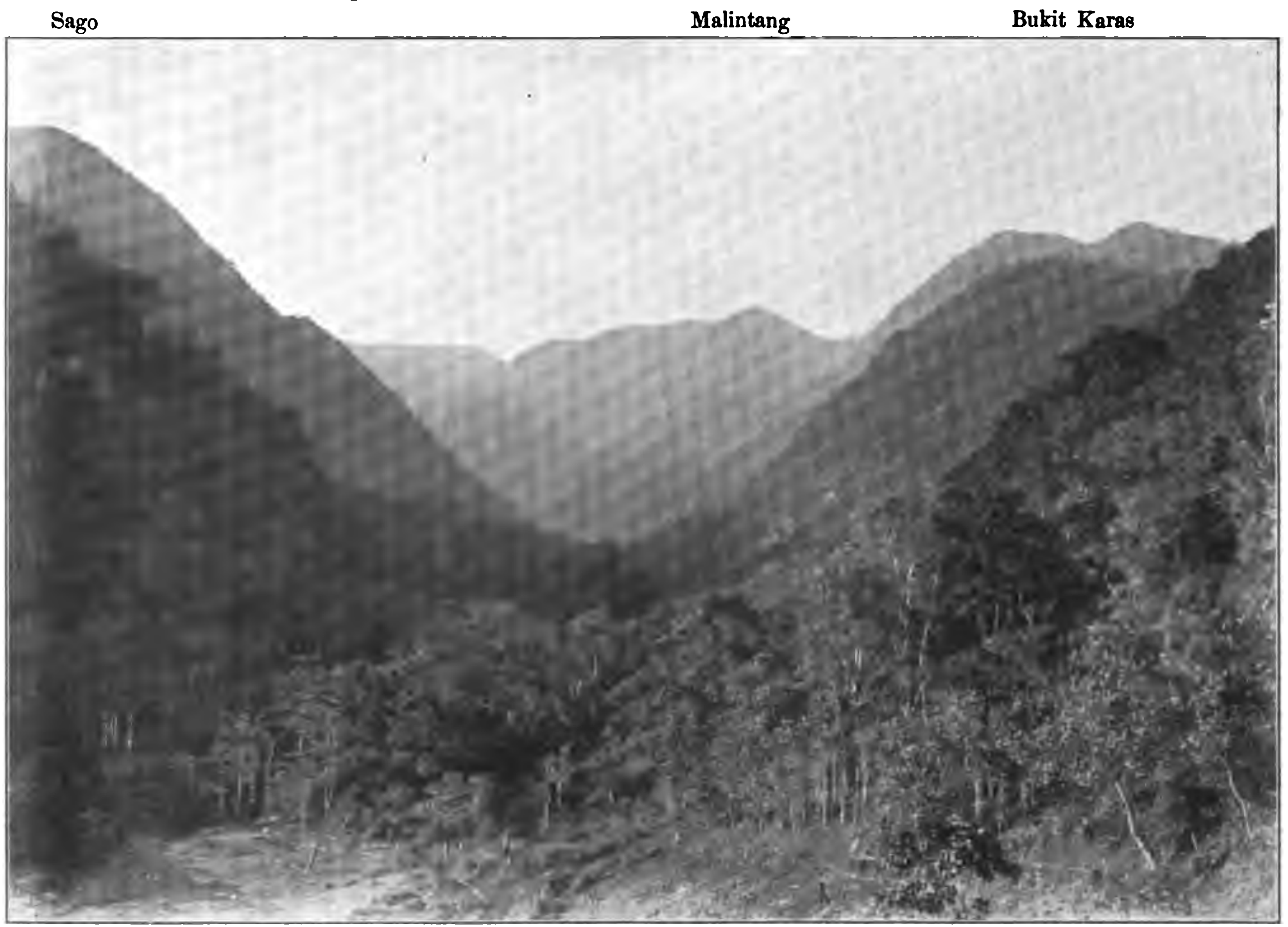


Fig. 2. Der Sago-Vulkan von S her. Alter erloschener Vulkan mit einem ca. 1000 m tiefen und 3 km im Durchmesser haltenden Kraterloch, das im S durch einen gewaltigen Riss bis auf den Boden geöffnet ist. Links der Sago-Gipfel 2080 m, im Hintergrunde der Malintang 2261 m, rechts der Bukit Karas 2035 m.

W. Volz phot.

Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena**.

Barisan-Kette Anei-Schlucht Tandikat Singalang Norden

Westen

Fig. 1a. Rundblick von Kubu Krambil (im N des Singkarak-Sees) aus nach N, westliche Hälfte, rechts der Rand des Mantels des Merapi-Vulkanes, zu dem auch der Vordergrund gehört, in der Mitte der Doppelvulkan Singalank-Tandikat 2877 m, links die Barisan-Kette (dem präcarbonen Hochgebirge angehörend), (der Standpunkt des Beschauers ist im nördlichen Theile des Singkarak-Grabens).

Norden Parapatti Merapi Bukit Pandjang

Osten

Fig. 1b. Rundblick von Kubu Krambil (im N des Singkarak-Sees) aus nach N (östliche Hälfte), rechts der tektonische Horst des Bukit Pandjang-Gebirges, welches dem präcarbonen Hochgebirge (Singkarak-Kette) angehört, links der Merapi-Vulkan 2892 m. Bei * stossen beide Hälften aneinander.

W. Volz phot.

Verlag von Gustav Fischer in Jena.

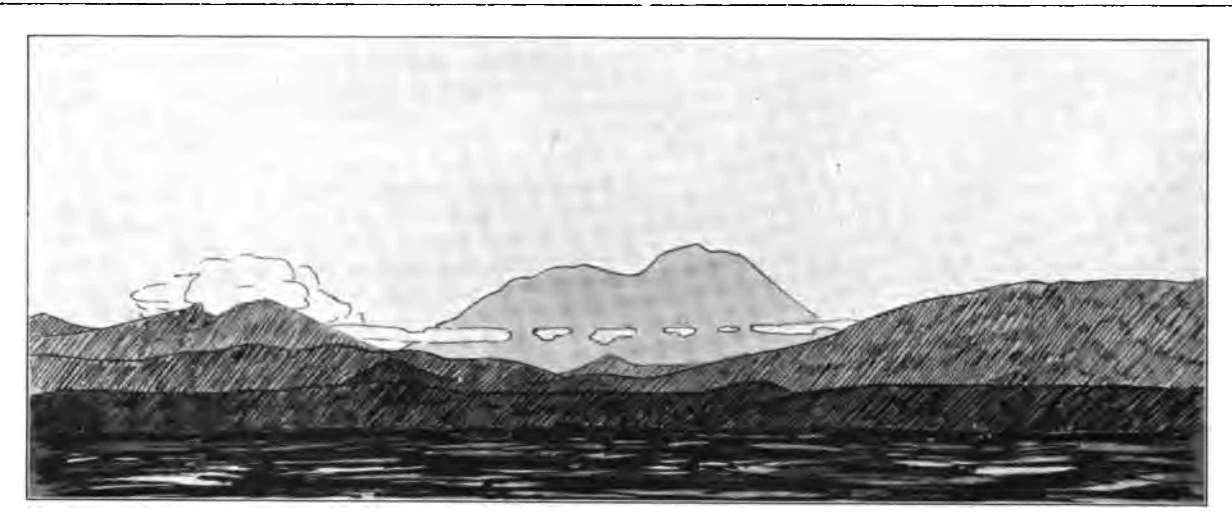


Fig. 1. Der Vulkan Dempo (3120 m) in Süd-Sumatra von SSW vom Meere her gesehen; im Vordergrunde die Horste der Tjuko Nau- (rechts) und Kamumu-Kette (links).



Fig. 2. Die Mittelkrater des Merapi von S her. Im Mittelgrunde links ein dem Pakan rebaha entflossener Lavastrom.

Verlag von **Gustav Fischer in Jena.**

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena. — 2570



